



Excursion Le Crétacé de l'Arc de Castellane (SE France) (25- 28 août 2010)

Luc Georges Bulot, Jean Vermeulen, Danièle Grosheny

► To cite this version:

Luc Georges Bulot, Jean Vermeulen, Danièle Grosheny. Excursion Le Crétacé de l'Arc de Castellane (SE France) (25- 28 août 2010). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 2010, Série "Excursion", 46 p. hal-00686778

HAL Id: hal-00686778

<https://hal.science/hal-00686778>

Submitted on 11 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Excursion du Groupe Français du Crétacé

Le Crétacé de l'Arc de Castellane (SE France)

25- 28 août 2010

Organisée par
Luc Georges Bulot, Jean Vermeulen, Danièle Grosheny



Luc G. Bulot, Jean Vermeulen & Danièle Grosheny

(avec la contribution scientifique de Serge Ferry)

Le Crétacé de l’Arc de Castellane (SE France)

Couverture : Marnes Bleues aptiennes à Angles (photo L. G. Bulot), ammonites caractéristiques du Crétacé inférieur de l’Arc de Castellane (photos Cyril Baudoin).



A. Cadre géologique et paléogéographique

Le bassin du Sud-Est de la France est un bassin mésozoïque très subsident où la série sédimentaire allant des évaporites triasiques aux derniers terrains crétacés (Campanien) conservés par l'érosion anté-nummulitique peut dépasser 8000 m d'épaisseur.

L'histoire mésozoïque du bassin subalpin est celle d'un comblement progressif, par étapes entrecoupées de phases d'approfondissement. Ce comblement s'effectue par progradation des faciès carbonatés peu profonds depuis les plates-formes périphériques (Jura, Bas-Vivarais, Provence) mais aussi en partie depuis des hauts-fonds installés sur les massifs cristallins externes (Pelvoux), notamment lors de la progradation urgonienne. Ainsi, au cours du temps, la zone profonde subalpine à sédimentation marno-calcaire, qui communique avec l'océan alpin vers l'Est se contracte peu à peu pour former, dès le Barrémien un domaine connu depuis Paquier (1900) sous le nom de "fosse vocontienne".

Ce domaine vocontien constitue un diverticule de la mer alpine, orienté à peu près Est-Ouest, entre la plate-forme carbonatée urgonienne du Vercors au Nord et la plate-forme carbonatée provençale au Sud. On peut distinguer un domaine occidental couvrant le Diois et les Baronnies et un domaine oriental couvrant le Bochaîne, le Gapençais et la partie nord des arcs subalpins de Castellane et de Nice. En domaine vocontien occidental, la sédimentation marine se termine au Santonien par des faciès silico-clastiques côtiers. La sédimentation reste marine profonde (marno-calcaires à foraminifères planctoniques) en domaine vocontien oriental probablement jusqu'à la fin du Crétacé. Dans cette histoire mésozoïque, on peut distinguer plusieurs grandes étapes.

Jusqu'au Tithonien inclus, la zone profonde est assez vaste. Elle couvre l'ensemble des chaînes subalpines au Nord ainsi qu'une grande partie de la Provence au Sud. Elle mord assez loin sur le Bas-Vivarais vers l'Ouest. Des systèmes de dépôt gravitaires apparaissent à l'Oxfordien, d'abord sous forme de turbidites de boue sporadiques et de slumps, notamment à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien inférieur (Borel *et al.*, 1987; Atrops & Ferry 1987).

Du Kimméridgien supérieur au Berriasien, se développent des systèmes bréchiques associés à des calcarénites. Les brèches sont tellement dominantes que, pour cet intervalle, il est très difficile de reconstituer une série pélagique virtuelle.

La période suivante couvre le début du Crétacé inférieur, jusqu'à l'Aptien inférieur (Bédoulien des auteurs) inclus. C'est au cours de cette période que s'effectue la contraction géographique du domaine à sédimentation marno-calcaire par progradation des plates-formes carbonatées périphériques (figure 1). Cette contraction procède en deux étapes (Berriasien-Valanginien et Barrémien-Aptien) séparées par un approfondissement modéré (Hauterivien).

Dans le domaine vocontien, la sédimentation bréchique cesse peu à peu au cours du Berriasien pour passer à des dépôts alternants marno-calcaires. Les slumps restent le seul faciès gravitaire jusqu'à la fin de l'Hauterivien, à l'exception d'un épisode turbiditique mineur à "plaquettes rousses" dans la base du Valanginien supérieur (secteur occidental).

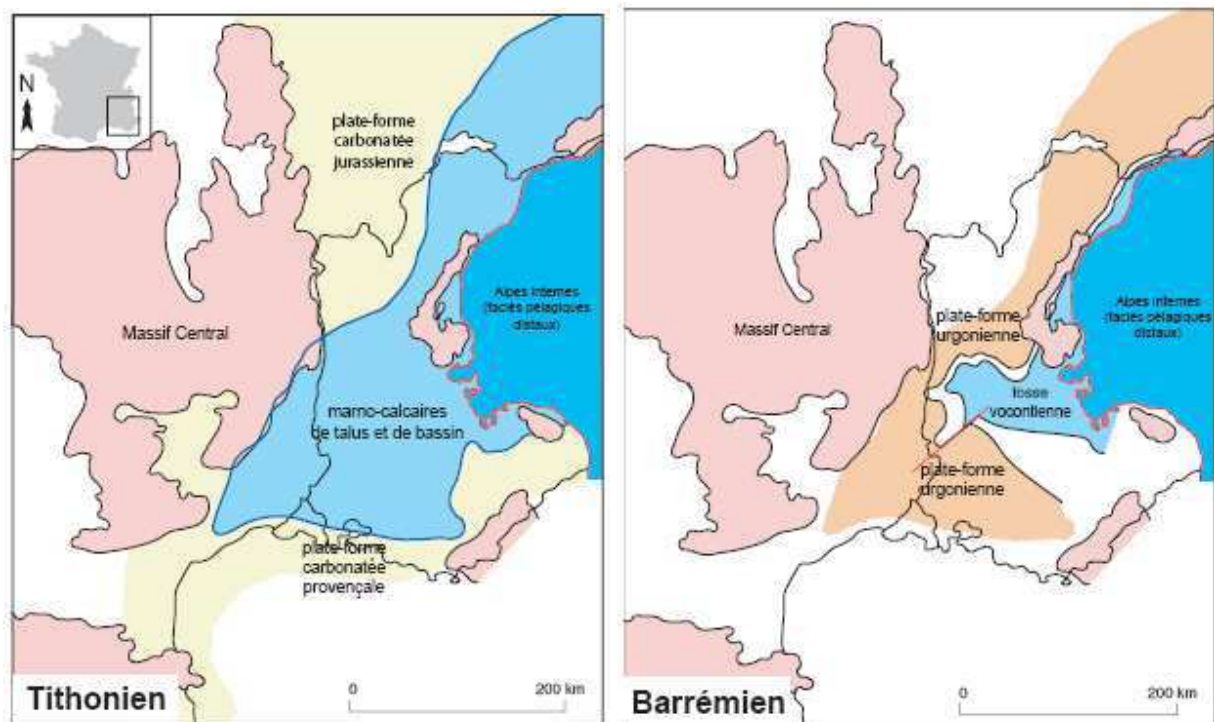


Figure 1. Paléogéographie du Domaine vocontien d'après Ferry (1995)

La période proprement “vocontienne” débute au Barrémien et se termine progressivement dans la première moitié du Crétacé supérieur. Au Barrémien – Aptien inférieur, la proximité des plates-formes urgoniennes, associée à la relative profondeur du bassin vocontien proprement dit, permettent la genèse de systèmes turbiditiques calcarénitiques (Ferry, 1979, 1984), de type lobe, exceptionnellement bien développés. Ces systèmes calcarénitiques sont associés à des slumps et des coulées boueuses particulièrement spectaculaires par leur faciès et leur extension géographique (Ferry & Flandrin, 1979).

L’Apto-Albien représente une période apparemment à part, avec le dépôt des “Marnes Bleues” mais présente en fait des analogies avec la période barrémo-aptienne. La sédimentation en effet change. De carbonatée, elle devient silico-clastique, avec des formations gréseuses à mégarides sur les bordures du Bassin vocontien et un système turbiditique sableux dans le dépôt centre où se développe une épaisse série marneuse à niveaux de black shales. Les systèmes turbiditiques gréseux sont particuliers, marqués par la présence de sables massifs atypiques mais leur répartition rappelle celle des systèmes calcarénitiques barrémo-bédouliens (Fries & Parize, 2003). Selon ces auteurs, il y aurait même une permanence morphologique avec la persistance des canyons tithoniens jusque dans l’Albien.

Du Cénomaniens au Santonien, le comblement définitif, toujours par étapes entrecoupées de phases d’approfondissement, se poursuit dans le Domaine vocontien occidental. Les grands systèmes turbiditiques ont disparu au Cénomaniens. Ce comblement est sans doute dû pour une grande partie aux prémisses de la compression N-S (Porthault, 1974) qui va se traduire de façon paroxystique à la fin du Santonien par l’apparition des plis “anté-campaniens” du Dévoluy

(Flandrin, 1966). Ces plis représentent des plis en échelon sur le prolongement intra-vocontien de la faille de Nîmes, un linéament qui joue alors en transpression senestre et traduit le raccourcissement N-S par coulisage de blocs de socle (Porthault, 1974). Cette phase tectonique anté-campanienne est une phase majeure dans tout le système alpin.

En Provence, elle correspond au déplacement vers le Nord de l'aire de sédimentation provençale du bassin du Beausset au bassin d'Aix. La dernière période correspond au Campano-Maestrichtien. La paléogéographie a changé. La structure vocontienne ouest-est a disparu. Seul subsiste le Domaine vocontien oriental. De ce fait, la mer subalpine a une orientation qui préfigure désormais la paléogéographie nummulitique (voir cartes paléogéographiques in Debrand-Passard, 1984).

La région située entre Digne et Castellane (Fig. 2), appartient au Domaine vocontien oriental (Alpes-de-Haute-Provence, Var). Cette zone géographique, appelée Arc de Castellane à la particularité de présenter, pour le Crétacé inférieur, différentes unités paléogéographiques dans une aire géographique relativement restreinte. On reconnaît ainsi (Cotillon, 1971) :

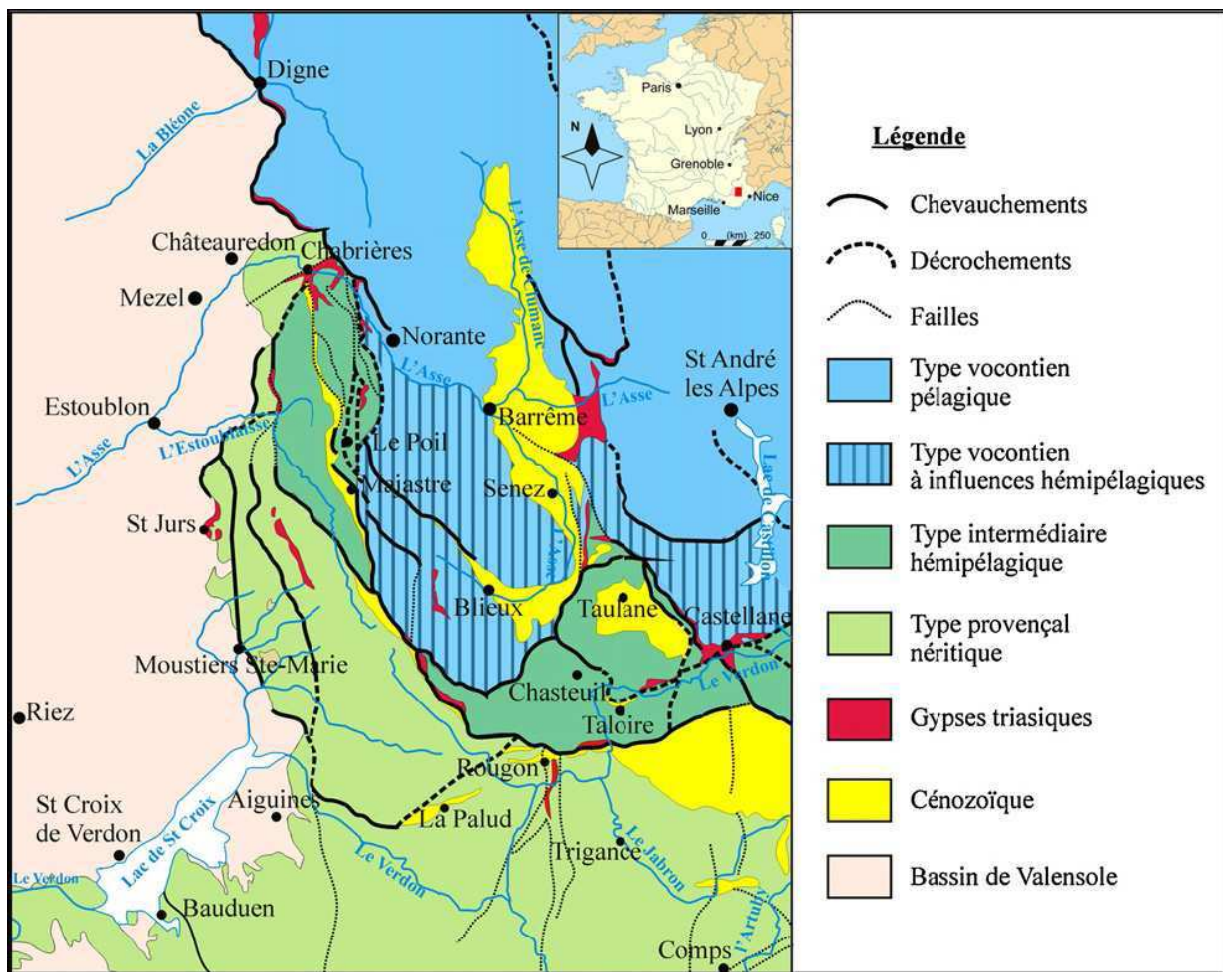


Figure 2. Unités paléogéographiques de l'Arc de Castellane d'après Bert (2009)

- l'environnement pélagique de type vocontien à subsidence et sédimentation globalement assez continue ;
- la zone hémipélagique intermédiaire à taux de sédimentation élevé mais affecté par des lacunes d'extension plus ou moins importantes ;
- la zone néritique caractérisée par des dépôts de bordure de plate-forme à faible taux de sédimentation et subsidence discontinue.

A la différence du secteur oriental du Domaine vocontien, les séries pélagiques de l'Arc de Castellane sont peu affectées par les remaniements gravitaires. Cette continuité apparente de la sédimentation alternante a la recherche de coupes de référence (stratotype historique du Barrémien, « hypostratotype » du Valanginien, GSSP de l'Albien) (Busnardo, 1965 ; Busnardo et al., 1979 ; Kennedy et al. 2000).

D'autre part, l'absence de faciès carbonatés bio-construits postérieurement au Berriasien sur la marge Nord de la Plate-forme provençale, permet une étude approfondie des variations de faciès entre le domaine pélagique et néritique.

Les deux domaines provençal et vocontien ont été déplacés l'un par rapport à l'autre lors de l'orogénèse alpine et ont été rapprochés le long de deux accidents majeurs : le chevauchement de Digne et le décrochement du Poil.

Pour des raisons de consensus, le découpage biochronologique (ammonites) retenu dans ce livret guide est la zonation standard méditerranéenne proposée par le Groupe Kilian (Reboulet *et al.*, 2009). Elle est présentée ici sur les figures 3 et 4. Les limites d'utilisation de cette zonation seront discutées sur le terrain (en particulier pour l'Hauterivien supérieur et le Barrémien). Il est à noter qu'en ce qui concerne l'Aptien, les auteurs de ce guide retiennent une division bipartite avec un Aptien supérieur regroupant le Gargasien (Aptien moyen) et le Clansayésien (Aptien supérieur) de Reboulet *et al.* (2009).

STAGES		ZONES	SUBZONES	HORIZONS
HAUTERIVIAN	Upper	<i>"Pseudothurmannia ohmi" (7)</i>	<i>Pseudothurmannia picteti</i>	
			<i>Pseudothurmannia catulloi</i>	
			<i>"P. ohmi" (7)</i>	
		<i>Balearites balearis</i>	<i>Spathicrioceras seitzi (6)</i>	
			<i>Crioceratites krenkeli (6)</i>	
			<i>Binelliceras binelli (6)</i>	
			<i>B. balearis (6)</i>	
	<i>Plesiospitidiscus ligatus (5)</i>			
	<i>Subsaynella sayni</i>		<i>Subsaynella begudensis (4)</i> <i>Cruasiceras cruasense</i>	
	Lower	<i>Lyticoceras nodosoplicatum</i>		<i>Olcostephanus (Olcostephanus) variegatus (3)</i>
<i>Crioceratites loryi</i>		<i>Olcostephanus (Jeannoticeras) jeannoti (2)</i>		
		<i>C. loryi (2)</i>		
<i>Acanthodiscus radiatus (1)</i>			<i>Breistrofferella castellanensis</i>	
VALANGINIAN	Upper	<i>Criosarasinella furcillata</i>	<i>Teschenites callidiscus</i>	
			<i>C. furcillata</i>	
		<i>Neocomites peregrinus</i>	<i>Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi</i>	
			<i>N. peregrinus</i>	
		<i>Saynoceras verrucosum</i>	<i>Karakaschiceras pronecostatum</i> <i>S. verrucosum</i>	
	Lower	<i>Busnardoites campylotoxus</i>	<i>Karakaschiceras biassalense</i>	<i>Neocomites platycostatus</i> <i>Saynoceras fuhri</i>
			<i>B. campylotoxus</i>	
		<i>Tirnovella pertransiens</i>		
BERRIASIAN	Upper	<i>Subthurmannia boissieri</i>	<i>Thurmanniceras otopeta</i>	
			<i>Tirnovella alpillensis</i>	
			<i>Berriasella picteti</i>	
			<i>Malbosiceras paramimounum</i>	
	Middle	<i>Subthurmannia occitanica</i>	<i>Dalmasiceras dalmasi</i>	
			<i>Berriasella privasensis</i>	
			<i>Subthurmannia subalpina</i>	
Lower	<i>Berriasella jacobi</i>			

Figure 3. Zonation standard (ammonites) du Crétacé inférieur méditerranéen (Berriasien à Hauterivien) d'après Reboulet *et al.* (2009)

STAGES		ZONES	SUBZONES	HORIZONS
ALBIAN	Upper	<i>Stoliczkaia (Stoliczkaia) dispar</i>	<i>S. (S.) dispar</i>	<i>Stoliczkaia (Faraudiella) blancheti</i>
		<i>Mortoniceras inflatum</i>	<i>Diploceras cristatum</i>	
	Middle	<i>Euhoplites lautus</i>		
		<i>Euhoplites loricatus</i>		
		<i>Hoplites dentatus</i>	<i>Hoplites spathi</i>	
			<i>Lyelliceras lyelli</i>	
	Lower	<i>Douvilleiceras mammillatum</i>		
		<i>Leymeriella tardefurcata</i>		
APTIAN	Upper	<i>Hypacanthoplites jacobi</i>		
		<i>Acanthohoplites nolani</i>		<i>Diadochoceras nodosocostatum</i>
		<i>Parahoplites melchioris</i>		
	Middle	<i>Epicheloniceras martini</i>	<i>Epicheloniceras buxtorfi</i>	
			<i>Epicheloniceras gracile</i>	
			<i>Epicheloniceras debile</i>	
		<i>Dufrenoyia furcata</i>		
	Lower	<i>Deshayesites deshayesi</i>	<i>Deshayesites grandis</i>	
		<i>Deshayesites weissii (16)</i>		
		<i>Deshayesites oglanlensis</i>		
BARREMIAN	Upper	<i>Imerites giraudi (15)</i>	<i>Pseudocrioceras waagenoides</i>	
			<i>Martelites sarasini (15)</i>	
			<i>I. giraudi (15)</i>	<i>Leptoceratoides puzosianum</i>
				<i>Heteroceras emerici</i>
		<i>Gerhardtia sartousiana (14)</i>	<i>Hemihoplites feraudianus (14)</i>	
			<i>Gerhardtia provincialis</i>	
			<i>G. sartousiana</i>	
		<i>Toxancyloceras vandenheckii (13)</i>	<i>Barrancyloceras barremense</i>	
			<i>T. vandenheckii (13)</i>	
	Lower	<i>Moutoniceras moutonianum (12)</i>		<i>Heinzia caicedi (12)</i>
		<i>Kotetishvilia compressissima</i>		<i>Coronites darsi (12)</i>
				<i>Subtorcapella defayae (11)</i>
				<i>Heinzia communis (11)</i>
				<i>Nicklesia didayana (11)</i>
				<i>Holcodiscus fallax (11)</i>
		<i>Nicklesia pulchella (10)</i>		
		<i>Kotetishvilia nicklesi (9)</i>		
		<i>Taveraidiscus hugii auctorum</i>	<i>Psilotissotia colombiana (8)</i>	
			<i>T. hugii auctorum (8)</i>	

Figure 4. Zonation standard (ammonites) du Crétacé inférieur méditerranéen (Barrémien à Albien) d'après Reboulet *et al.* (2009)

B. Objectifs de l'excursion

Le développement de la stratigraphie événementielle (événements anoxiques océaniques globaux, « crises tectoniques », eustatisme, renouvellement biologiques, etc.), conduit à la recherche de référentiels de terrain. A ce titre le secteur de l'Arc de Castellane est un chantier remarquable, tant par la qualité que par la variété de ses affleurements combinés avec un enregistrement sédimentaire et paléobiologique exceptionnel.

La plupart des coupes visitées lors de l'excursion ont fait l'objet de travaux récents de stratigraphie intégrée à haute résolution. Malheureusement, les publications correspondantes sont dispersées dans la littérature et aucune synthèse n'est disponible actuellement. L'excursion du GFC est donc une excellente occasion de proposer une synthèse de ces recherches. L'accent sera tout particulièrement mis sur le Crétacé inférieur (Berriasien à Albien).

La première partie de l'excursion sera consacrée aux séries de bassin. Nous porterons tout particulièrement notre intérêt sur la continuité de l'enregistrement sédimentaire et paléobiologique. La deuxième partie de l'excursion visitera la bordure nord de la Plate-forme nord-provençale. Notre intérêt se portera sur les phases successives de la mise en eau de la plate-forme. L'accent sera mis sur le caractère lacunaire et/ou condensé des séries ; ainsi que sur les discontinuités sédimentaires associées et leur signification à l'échelle régionale.

C. La série virtuelle de Bassin

La série stratigraphique virtuelle de bassin de la région de Digne est présentée sur la figure 5. Pour le Mésozoïque, on y reconnaît trois unités lithologiques carbonatées qui marquent le paysage. Il s'agit :

- de la barre des calcaires à silex du Lotharingien-Carixien à patine roussâtre ;
- de la barre des calcaires du Jurassique terminal toujours plus ou moins affectée par des remaniements gravitaires ;
- de la barre des calcaires turoniens-coniaciens à patine blanchâtre.

Pour le Crétacé, au Berriasien inférieur dont le lithofaciès est proche de celui du sommet de la barre tithonienne, fait suite une installation progressive des faciès alternants marnes-calcaires alternants qui caractérisent l'essentiel de l'intervalle Berriasien supérieur à Aptien inférieur basal. Quatre ensembles peuvent être distingués :

- un intervalle Berriasien supérieur à Valanginien inférieur marqué par une alternance marnes-calcaires rythmée ;
- un Valanginien inférieur sommital – Valanginien supérieur qui se distingue par une vire à dominante marneuse au sein de laquelle s'intercalent des faisceaux de bancs calcaires corrélables à l'échelle du Bassin ;
- un Hauterivien – Barrémien inférieur où l'alternance est de nouveau globalement très régulière ;

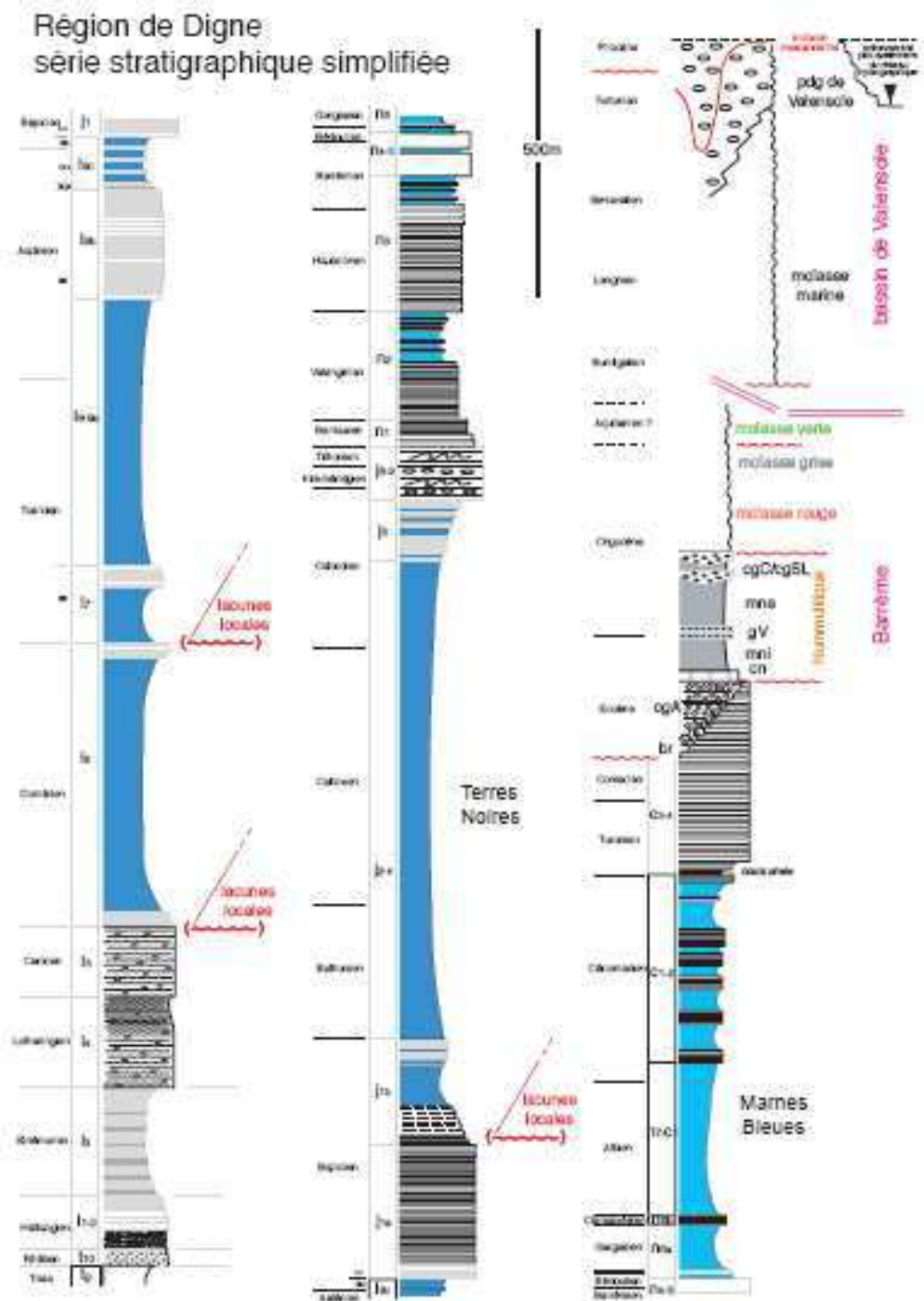


Figure 5. Série virtuelle de Bassin (région de Digne) (Ferry, 2010, inédit)

- un Barrémien supérieur – Aptien inférieur basal (calcaires barrémo-bédouliens des auteurs) caractérisés par une augmentation très nette de la sédimentation carbonatée au détriment des interlits marneux.

La formation des «Marnes Bleues» (Aptien inférieur à Cénomanién) repose sans transition sur le toit des «calcaires barrémo-bédouliens». La partie inférieure de cette unité lithostratigraphique est dominée par des marnes sombres rubanées à niveaux riches en matière organique (Goguel = OAE1a, Fallot, Kilian, Jacob et Paquier = OAE1b). De rares bancs calcaires servent de repère (faisceau du Niveau Blanc, faisceau clansayésien). A partir du Cénomanién inférieur, les «Marnes bleues» s'enrichissent en bancs calcaires plus ou moins gréseux, organisés en faisceaux. La transition avec les calcaires du Turonien est marquée par le niveau Thomel, riche en matière organique, et équivalent le l'OAE2.

D. Journée 1 : La coupe de la route d'Angles (Berriasien - Barrémien)

A l'exception d'une partie de l'Hauterivién masquée par la végétation, la coupe de la route d'Angles permet une étude détaillée de la succession Crétacé depuis la base du Berriasien jusqu'à la partie inférieure de l'Aptien supérieur. Le calage biostratigraphique de la succession a été établi par Le Hégarat & Ferry (1990), Atrops & Reboulet (1993), Bulot (1995), Bulot & Thieuloy (1995), Reboulet (1996), Delanoy (1995a, 1995b, 1997) et Vermeulen (2003, 2005). Il repose essentiellement sur les calpionelles pour l'intervalle Berriasien – Valanginién inférieur et sur les ammonites pour le reste de la série. Des données très détaillées sont aussi disponibles sur les nannoflores calcaires (Jan du Chene *et al.*, 1993; Bergen, 1994; Duchamp-Alfonse *et al.*, 2007).

Du point de vue de l'analyse de l'enregistrement sédimentaire et de son signal isotopique, la succession a été étudiée par Jan du Chene *et al.* (1993, Berriasien), Busnardo *et al.* (1979, Valanginién), Duchamp-Alfonse *et al.* (2007, Valanginién), Wissler *et al.* (2002, Barrémien), Bodin *et al.* (2005, Hauterivién supérieur à Aptien basal) et Bréhéret (1995a, Aptien à Albien). Des analyses séquentielles partielles ont été proposées par Jan du Chene *et al.* (1993) et Arnaud (2005). L'analyse cyclostratigraphique de certaines parties de la coupe a été utilisée par Fiet *et al.* (2006) pour étalonner la durée des étages du Crétacé inférieur.

Notre visite de la coupe se focalisera sur la base du Berriasien, le passage Valanginién inférieur – Valanginién supérieur, les transitions Valanginién-Hauterivién et Hauterivién-Barrémien, le Barrémien supérieur, la base de l'Aptien et le passage « Calcaires barrémo-bédouliens » - « Marnes bleues » (coupe de la Combe Lambert).

I. La limite Jurassique – Crétacé et la lacune du Berriasien moyen (figure 6)

Comme dans la quasi-totalité des coupes du Domaine vocontien, le passage Jurassique – Crétacé est marqué par une absence quasi-totale des faunes d'ammonites. Le calage biostratigraphique repose donc sur les calpionelles et plus particulièrement sur la reconnaissance de la Zone B *sensu* Remane (1985), dont la base est marquée par l'explosion de l'espèce *Calpionella alpina*. Depuis les travaux de Enay & Geyssant (1975) et Cecca *et al.* (1989), il est généralement admis que cet événement coïncide avec la base de la Zone à *Berriasella jacobii* (=

Zone à *Pseudosubplanites euxinus sensu* Enay & Geyssant, 1975). Les travaux en cours dans le cadre du Groupe de travail sur la limite Jurassique/Crétacé (SCS – IUGS) suggèrent que cette corrélation entre zones d'ammonites et de calpionelles n'est pas aussi parfaitement établie que ce qu'il y paraît.



Figure 6. La barre du Jurassique terminal (Angles, Alpes de Haute-Provence)

Dans le cas bien spécifique de la coupe de la route d'Angles, les données de Le Hégarat & Ferry (1990) et de Jan du Chene *et al.* (1993) sont contradictoires. Les logs de ces auteurs sont très différents pour le Berriasien inférieur (épaisseur de la coupe, failles dédoublant certaines parties de la série et lithologie des bancs). Il semble néanmoins que pour Le Hégarat & Ferry (1991), la base du Berriasien se trouve au banc 79 de Jan du Chene *et al.* (1993), et que la limite Jurassique-Crétacé n'est pas affectée par des remaniements gravitaires. Par opposition, Jan du Chene *et al.* (1993) placent cette même limite à la base du banc 68 interprétée comme une brèche de type grain flow (flexo-turbidite) qui vient mouler une surface d'érosion ! Ce type de problème illustre parfaitement la complexité de la sédimentation au passage Jurassique – Crétacé.

Un autre exemple se trouve légèrement plus haut dans la série (banc 88-89), où une brèche de type debris flow slumpée, ampute la série du sommet de la zone B à la base de la zone D de calpionelles (Le Hégarat & Ferry, 1990). La lacune associée représente donc une partie du

Berriasien inférieur, la totalité du Berriasien moyen et la base du Berriasien supérieur. Par comparaison avec des séries plus complètes, il est possible d'estimer à plus de 15 mètres l'épaisseur manquante à Angles.

II. Les événements « médio-valanginiens »

La coupe du Valanginien d'Angles, avec une épaisseur totale de l'ordre de 200 mètres dont 110 mètres pour le Valanginien supérieur, est une des plus dilatée du SE de la France. C'est à ce titre qu'elle avait été retenue par Busnardo *et al.* (1979) comme hypostratotype potentiel de l'étage Valanginien. La sédimentation y semble continue à l'exception d'un petit niveau slumpé qui affecte la base de l'étage (zone E de calpionelles, base de la zone à *Tirnovella pertransiens*). D'un point de vue lithologique, une nette variation est observable de bas en haut de la série.

- la base (jusqu'au banc 273), correspondant à la zone à *Tirnovella pertransiens*, montre des bancs de calcaires argileux, très serrés, avec de minces intercalations marneuses ;
- vient ensuite une passée plus marneuse dans laquelle les bancs calcaires s'estompent progressivement au profit des interbancs marneux (zone à *Busnardoites campylotoxus*) ;
- sur près de 50 mètres ; la sédimentation marneuse domine ensuite, à peine coupée de rares bancs marneux indurés, dont la Tétrade qui marque la limite Valanginien inférieur – Valanginien supérieur. Cet intervalle est particulièrement riche en fossiles pyriteux ;
- des alternances irrégulières organisées en faisceaux de bancs corrélables à l'échelle du bassin terminent le Valanginien dont la limite avec l'Hauterivien est marquée par l'apparition de gros bancs calcaires.

Il est aussi à noter la présence de niveaux centimétriques de couleurs ocre initialement interprétés comme des niveaux de bentonites similaires à ceux identifiés dans l'Aptien (Beaudoin *et al.*, 2003). Les analyses minéralogiques et géochimiques ont montré depuis qu'un seul de ces niveaux correspond à une bentonite. Il s'agit du niveau O3 in Fesneau *et al.* (2009) situé à la base de la zone à *Busnardoites campylotoxus* et qui n'a pour instant pas été reconnu à Angles. Par corrélation séquentielle, si il est exprimé il devrait situer entre les bancs 260 et 270.

Ce niveau est identifiable en raison de sa fraction argileuse essentiellement composée de smectite, dérivant de l'altération de verre volcanique en milieu marin. L'abondance d'éléments avec une affinité spécifique du magmatisme est cohérente avec une origine volcanique. Cet horizon, seul témoin de l'activité volcanique explosive du Valanginien, ne contient malheureusement pas de minéraux d'origine volcanique qui auraient permis de réaliser une datation isotopique. Fesneau *et al.* (2009) ont suggéré que la zone de subduction située sur la marge Nord-téthysienne est à l'origine de cet horizon de bentonite bien que les analyses géochimiques ne soient pas discriminantes.

Toujours selon Fesneau *et al.* (2009), les autres niveaux ocre, tels que les niveaux O4 et O5 observables à Angles, ont des fractions argileuses similaires à celles des encaissants. La goethite contenue dans ces niveaux dériverait de l'altération météorique de pyrite. Cette pyrite, selon l'hypothèse la plus probable, serait elle-même issue de la décomposition de matière organique par une réaction de sulfato-réduction. Ces niveaux ocre pourraient donc correspondre à des périodes d'enrichissement en matière organique des sédiments valanginiens, ce qui expliquerait également leur possible corrélation au sein du bassin vocontien.

D'un point de vue biologique, l'enregistrement paléontologique des macrofaunes est très variable dans la coupe. Le Valanginien inférieur est très pauvre et la faune ne devient riche et variée qu'avec les niveaux marneux des zones à *Karakaschiceras biassalense* et *Saynoceras verrucosum*.

Cet intervalle est marqué par un renouvellement majeur des faunes d'ammonites téthysiennes tant au niveau générique (disparition des *Busnardoites*, apparition des *Oosterella*, *Karakaschiceras*, *Neohoploceras*, *Saynoceras* et *Valanginites*) que spécifique (renouvellement des *Olcostephanidae*, *Neocomitidae* et *Phylloceratidae*). Janssen & Clément (2002) ont montré que les bélemnites étaient aussi affectées par ce turn-over. Pour les deux groupes, le renouvellement n'est pas un phénomène brutal. Faisant suite à une phase d'extinction dans le sommet de la zone à *Busnardoites campylotoxus*, la zone à *Karakaschiceras biassalense* est caractérisée par l'apparition de nouveaux taxons. Certains de ces nouveaux genres et espèces montrent une courte extension stratigraphique et s'éteignent au plus tard dans la partie supérieure de la zone à *Saynoceras verrucosum*. Les autres taxons sont à l'origine des faunes qui caractérisent le Valanginien supérieur.

Cet intervalle est aussi caractérisé par la présence des premiers représentants d'ammonites euro-boréales (genre *Prodichotomites*). Il est à noter que la présence d'éléments euro-boréaux dans le Valanginien supérieur vocontien n'est pas strictement restreint au passage Valanginien inférieur – Valanginien supérieur et à la partie moyenne du Valanginien supérieur (zone à *Neocomites peregrinus*, sous-zone à *Olcostephanus nicklesi*). Les *Prodichotomites* et *Dichotomites* sont présents depuis la zone à *Karakashiceras biassalense* jusqu'à la base de la zone à *Criosarasinella furcillata*. L'abondance relative de ces taxons dans les faunes pyriteuses, où elles ne représentent d'ailleurs qu'un faible pourcentage des assemblages, reflète surtout le défaut de collectes suffisamment abondantes des faunes calcaires. Nous verrons d'ailleurs plus loin que les *Polyptychites*, *Prodichotomites* et *Dichotomites* sont un composant important des faunes de plate-forme où elles sont représentées tant par des taxons euro-boréaux que par des espèces spécifiques au domaine téthysien. L'interprétation de la présence des éléments euro-boréaux en terme paléoclimatique (refroidissement) est donc probablement à moduler.

C'est aussi à ce niveau que se place l'effondrement des populations de calpionelles dont de rares éléments persisteront cependant jusque dans l'Hauterivien supérieur (Blanc, 1995). Duchamp-Alfonse *et al.* (2007) ont montré que les nannoflores calcaires sont affectées par un renouvellement. Un phénomène similaire avait aussi été documenté par Magniez-Jannin (1991) pour les petits foraminifères benthiques.

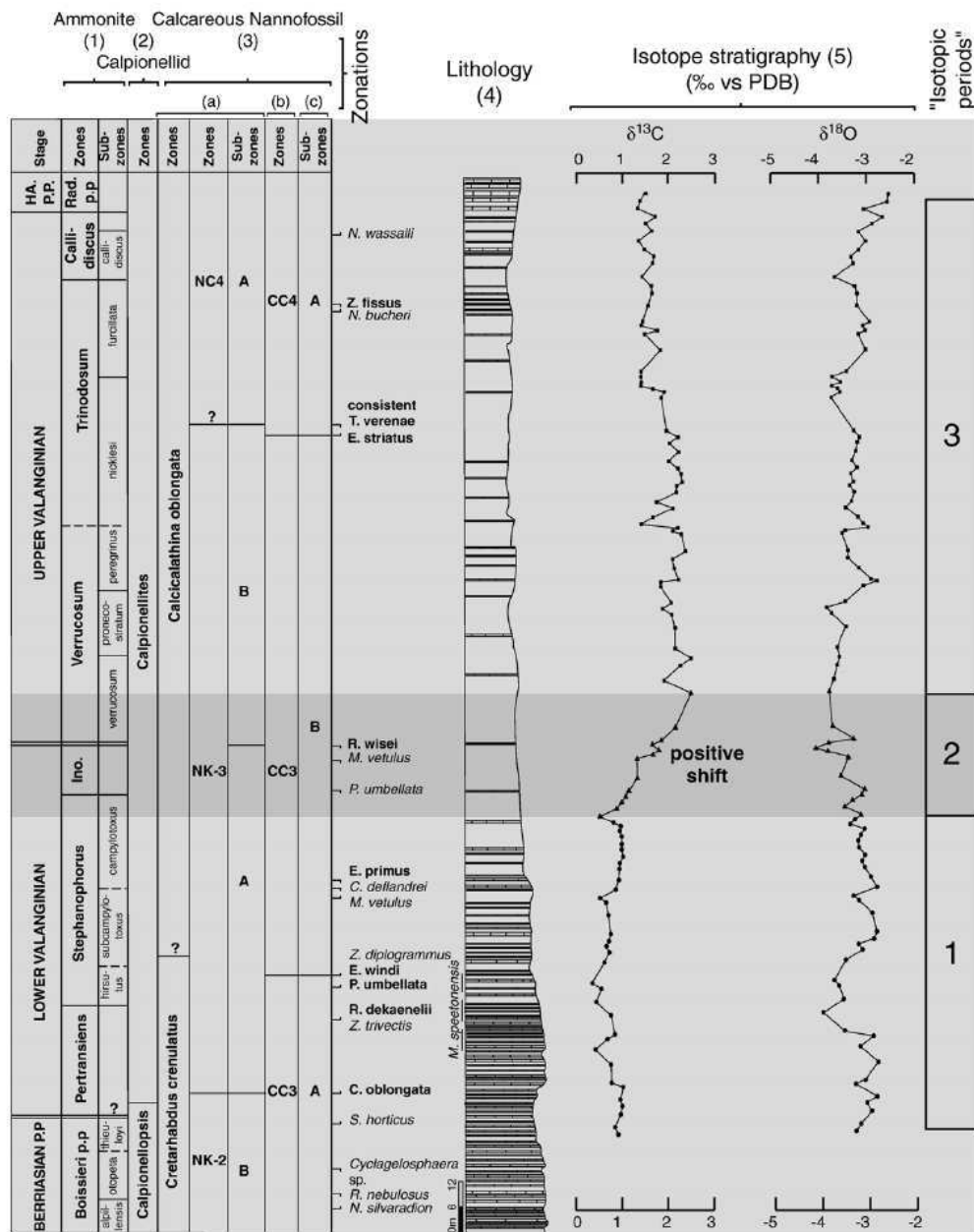


Figure 7. Événements médio-valanginiens d'après Duchamp-Alfonse *et al.* (2009)

D'un point de vue paléoenvironnemental, le sommet du Valanginien inférieur est marqué par le début d'une excursion positive du C^{13} reconnues à l'échelle planétaire. Plusieurs hypothèses ont été développées par les auteurs pour expliquer cette anomalie (Weissert *et al.*, 1998 ; Van de Schootbrugge *et al.*, 2002 ; Westermann *et al.*, 2010 avec références).

Très récemment, Duchamp-Alfonse *et al.* (2007) ont conduit à Angles une étude à haute résolution mettant en parallèle l'analyse qualitative et quantitative de la distribution des nannoflores calcaires et le signal géochimique (éléments traces, C¹³ et O¹⁸) au cours de l'excursion positive du C¹³ (figure 7). La relation entre évolution qualitative et quantitative des nannoflores et conditions de fertilité a été étudiée dans le but d'élaborer des indices de nutriments. Cette étude met en évidence un taux élevé de fertilisation durant toute la durée de l'excursion. Ce taux se corrèle avec l'augmentation du matériel terrigène et la faible abondance des coccolites. A partir de ces résultats, Duchamp-Alfonse *et al.* (2007) ont conclu que, durant cet intervalle, l'augmentation significative des apports détritiques dans le bassin est responsable de la crise de bio-calcification qui affecte les nannoflores. L'augmentation des nutriments serait aussi responsable de la disparition des plates-formes carbonatées péri-vocontiennes (Basse Provence, Jura, Bas-Vivarais).

L'intensification de l'activité volcanique (Paraná–Etendeka) seraient à l'origine de l'excès de CO₂ dans l'atmosphère dont une des conséquences seraient une modification (accélération) du cycle hydrologique, une augmentation de l'érosion continentale ; et par conséquence un taux plus élevé de transfert de terrigènes et de nutriment depuis les continents jusqu'au bassin. Dans un tel scénario, les nutriments sont un facteur dominant contrôlant la production carbonatée néritique et pélagique. Il n'est pas pour autant possible d'exclure que l'augmentation globale du taux de CO₂ puisse générer des modifications de la chimie des eaux de surface qui affecterait aussi la bio-calcification.

III. La limite Valanginien – Hauterivien (figure 8)

Le passage Valanginien – Hauterivien voit les retours des alternances cycliques à banc calcaires massifs dont certains peuvent être métriques. D'un point de vue lithologique et séquentiel la base de l'Hauterivien doit être placée à la base du banc 381 (Reboulet, 1996) même si la majorité des faunes typiquement hauteriviennes (*Breistrofferella*, *Acanthodiscus* et *Leopoldia*) apparaissent plus haut dans la série (bancs 384). Tout comme dans le reste du bassin, les *Acanthodiscus* et les *Leopoldia* sont rares en dépit de la proximité de la plate-forme où ces deux genres abondent (Bulot, 1993, 1995 ; Reboulet, 1996).

Il est intéressant de noter que lors de l'étude géochimique (inédite) des coupes d'Angles et de Vergons, Laurent Emmanuel et Maurice Renard ont mis en évidence un pic des teneurs en Manganèse dans l'extrême sommet du Valanginien supérieur (communication personnelle, 1995). Selon les interprétations de Emmanuel (1993) et de Emmanuel & Renard (1993), cet enrichissement pourrait correspondre à un épisode de condensation qui affecterait le Valanginien sommital. Cette interprétation n'est pas incompatible avec l'accumulation d'ammonites qui caractérise la base de la zone à *Teschenites callidiscus* (banc 376 en particulier).



Figure 8. Passage Valanginien – Hauterivien, coupe de la route d'Angles

IV. La série type du Barrémien vocontien

Depuis les travaux historiques de Busnardo (1965), la biostratigraphie détaillée (ammonites) de l'Hauterivien sommital et du Barrémien d'Angles a fait l'objet de recherches intensives dont on trouve la synthèse dans les publications de Delanoy (1995a, 1997) et Vermeulen (2003, 2005). Bien que les affleurements ne se prêtent pas toujours à l'exploitation du matériel macropaléontologique, la majorité des bancs est fossilifère. La coupe sert actuellement de référence pour la plupart des zones d'ammonites de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien.

La lithologie de la succession est assez monotone et se compose essentiellement d'une alternance de calcaires micritiques à nannoconidés et de marnes relativement sombres riches en coccolitophoridés (Noel & Busson, 1990; Busson & Noel, 1991). L'épaisseur des doublets calcaire/marne est variable ainsi que l'épaisseur relative des deux composants dans le doublet. La sédimentation est à dominante calcaire dans l'Hauterivien supérieur (zone à *Balearites balearis* et zone à « *Pseudothurmannia ohmi* ») et laisse place à une alternance plus régulière dans le Barrémien inférieur. Le Niveau Faraoni (Hauterivien terminal), précédemment reconnu par

Baudin *et al.* (1999) à Vergons, est aussi identifiable à Angles (Bodin *et al.*, 2005, bancs 64.1 à 65.2).



Figure 9. La « vire à Hétérocères », Barrémien supérieur, coupe de la route d'Angles

Un changement lithologique important caractérise le sommet du Barrémien inférieur (zone à *Kotetishvilia compressissima* et zone à *Coronites darsi*). Il se traduit par l'apparition de bancs calcaires métriques qui annonce les calcaires massifs du Barrémien supérieur (zone à *Toxancyloceras vandenheckii* et zone à *Gerhardtia sartousiana*). Bréhéret (1995b) a montré que les bancs massifs du Barrémien supérieur basal (banc 143 à 148 en particulier) montrent des surfaces ondulées. Les bancs les plus épais sont aussi divisés en un ou plusieurs sous-bancs par des discontinuités internes. Il s'agit de surfaces d'érosion au relief plurimillimétriques à pluricentimétrique, qui tronquent le sédiment sous-jacent de même nature calcaire. Ces structures sédimentaires s'expliqueraient par l'existence de courants de fond. Ces éléments suggèrent que les alternances barrémiennes-aptiennes de la coupe d'Angles ne représentent pas uniquement un enregistrement des cycles de Milankovitch. La surépaisseur de certains bancs, ainsi que les structures érosives qui les affectent, impliquent que la durée du couple calcaire-marne n'est pas nécessairement constante car l'enregistrement climatique est brouillé par les courants de fond ou turbiditiques. Enfin, la continuité de la sédimentation reste à prouver en l'absence de corrélation banc à banc des coupes publiées jusqu'à présent.

La base de la zone à *Imerites giraudi* (« vire à Hétérocères » des auteurs) marque un bref, mais brutal changement lithologique au sein de la série (figure 9). Les niveaux marneux y sont mieux exprimés, plus sombres et riches en pyrite. D'après Wissler *et al.* (2002), cette rupture lithologique soulignerait une lacune majeure au sein de la série. Cette interprétation est basée sur la comparaison entre les courbes de C^{13} obtenues à Angles et à Cismon (figure 10).

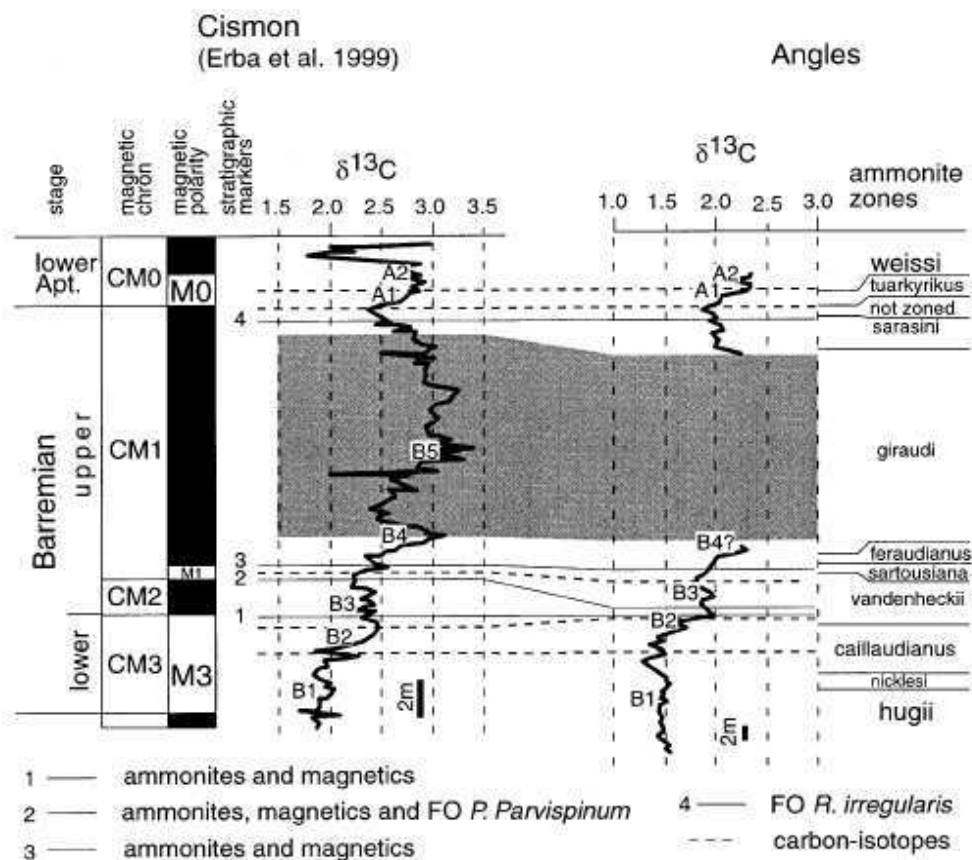


Figure 10. Le hiatus de la zone à *Imerites giraudi*, corrélation chemostratigraphique entre les coupes d'Angles et de Cismon d'après Wissler *et al.* (2002)

Au dessus, la sédimentation à dominante calcaire est marquée par une augmentation significative de l'épaisseur des bancs. Comme nous le verrons plus tard cette lithologie se poursuit dans l'Aptien inférieur basal.

Plusieurs niveaux riches en matière organique ont été signalés dans le Barrémien (Magniez-Jannin, 1991; Bréhéret, 1994). La position exacte de ces niveaux dans la coupe d'Angles ne semble pas parfaitement établie dans l'état actuel des choses. D'après les données de la littérature, les niveaux du Barrémien inférieur se situeraient dans le sommet de la zone à *Kotetishvilia nicklesi*, dans le sommet de la zone à *Nicklesia pulchella* et au sein de la zone à *Kotetishvilia compressissima*. Le niveau principal du Barrémien supérieur se placerait quand à lui à la base de la zone à *Imerites giraudi* (« vire à Hétérocères » des auteurs).

D'un point de vue biochronologique la base du Barrémien est actuellement placée au banc 72 marqué par la première apparition du genre *Avramidiscus*. Il est à noter que l'index de la zone basale à *Taveravidiscus hugii auctorum*, en l'absence de révision formelle, est diversement interprété par les auteurs (Vermeulen, 2003, 2005).

La définition de la base du Barrémien supérieur reste partiellement problématique. D'un point de vue biostratigraphique, l'espèce index n'est pas connue avant le banc 146 (Vermeulen, 2005). Actuellement, les premières faunes caractéristiques de la zone à *Toxancyloceras vandenheckii* apparaissent au banc 140 (*Holcodiscus uhligi*) tandis que la limite historique et séquentielle se place légèrement plus bas (banc 139).

L'évolution globale des faunes d'ammonites du Barrémien a été synthétisée par Vermeulen (1995) qui reconnaît 5 périodes distinctes :

- de la base de l'étage au sommet de la zone à *Kotetishvilia nicklesi*, la faune est marquée par la diversification des Barremitidae, Emericiceratidae, Acrioceratidae et Hamulinidae, tandis que s'éteignent les genres hérités de l'Hauterivien supérieur. L'apparition des Macroscaphitidae se fait aussi dans cet intervalle ;
- de la base de la zone à *Nicklesia pulchella* au sommet de la zone à *Coronites darsi*, les Holcodiscidae, les *Moutoniceras* et les *Subtorcapella* montrent leur maximum de diversité, tandis que les Emericiceratidae s'éteignent progressivement ;
- de la base du Barrémien supérieur au sommet de la zone à *Gerhardtia sartousiana*, les faunes sont progressivement dominées par les Hemihoplitidae. Les Pulchelliidae montrent leur dernière phase de radiation avant leur extinction, tandis que les Ancyloceratidae apparaissent. Cet intervalle voit aussi l'extinction des Holcodiscidae et un effondrement de la diversité des Barremitidae ;
- de la base de la zone à *Imerites giraudi* à la base de la sous-zone à *Pseudocrioceras waagenoides*, les Hemihoplitidae sont en déclin tandis que les Heteroceratidae montrent une remarquable diversification ;
- la sous-zone à *Pseudocrioceras waagenoides* sonne le glas des Heteroceratidae. Les Ancyloceratidae se diversifient, mais les faunes restent peu variées. Nous verrons plus loin que cette chute de la paléobiodiversité des ammonites en domaine de bassin est un handicap majeur pour la caractérisation de la limite Barrémien – Aptien.

La mise en parallèle entre ces renouvellements de faunes et les événements barrémiens reste entièrement à faire. Il est aussi à noter que les données dont nous disposons sur l'évolution des microfaunes et des nannoflores calcaires pour cet étage sont actuellement toujours fragmentaire.

E. Journée 2 : La Formation des Marnes bleues (Aptien-Albien)

I . Les repères lithologiques de la série (figures 12 et 13)

Une description lithologique sommaire de la série virtuelle vocontienne, basée sur la synthèse de Bréhéret (1995), apparaît nécessaire avant d'aborder les coupes qui seront visitées. Il est bon de se souvenir en préalable que l'ensemble de la série n'est visible en continue sur aucune coupe. Les coupes sont affectées par de considérables variations d'épaisseur souvent dues à la présence de nombreux slumps parfois très puissants que Friès (1987) a essentiellement localisés dans la partie ouest du Bassin Vocontien.

Il n'en reste pas moins qu'un certain nombre de niveaux repères sont identifiables et corrélables à l'échelle du Bassin vocontien. Pour l'intervalle Aptien inférieur sommital à Albien inférieur basal qui nous concerne directement, il s'agit :

- du Niveau Goguel composé de six niveaux noirs, assimilés à des black shales, d'épaisseur pluricentimétrique à métrique, riches en matière organique (nommés GO1 à GO6) et séparés par des vires marneuses plus claires ;
- du faisceau du Niveau Blanc marqué par un ensemble plus carbonaté dont la base se caractérise par deux bancs calcaires pluridécimétriques séparés par quelques centimètres de marnes. Il est surmonté par un autre ensemble assez constant qui s'exprime par quelques bancs calcaires argileux plus espacés (NC1 à NC4) ;
- au-dessus du banc NC4, un changement de couleur net se matérialise par le passage des marnes de couleur gris très clair à des marnes de couleur gris foncé plus bleuté. Il est surmonté d'un doublet d'argilites sombres qui correspond au niveau Niveau Noir NN1 de Bréhéret (1995) (NN = Niveau Noir). L'ensemble marneux qui suit, à première vue très homogène, comporte d'autres doublets sombres, notés NN2 à NN4 par Bréhéret. Leur corrélation de coupe à coupe n'est pas toujours aisée. C'est au sein de cet ensemble que s'intercale le niveau de bentonite Van Gogh ;
- une dizaine de mètres au-dessus du niveau à végétation, des niveaux noirs intercalés par plusieurs mètres des marnes constituent un ensemble d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Bréhéret (1995) en a fait une description sur quelques coupes, et a renommé l'ensemble Niveau Fallot qui correspond en fait à un faisceau.

Au-dessus du Niveau Fallot, il devient beaucoup plus difficile de trouver des repères lithologiques continus et facilement identifiables. Sans repère lithologique fiable, cet intervalle reste le moins décrit et le moins corrélé. La présence de columnnaires, de nodules calcaires et barytiques ou de niveaux sableux glauconieux peuvent parfois suggérer l'existence de lacunes. Sur les bordures, les discontinuités majeures se manifestent par d'importantes venues sableuses associées à des séquences turbiditiques. L'érosion est matérialisée par de puissants slumps décrits par Friès & Parize (2003) qui érodent largement la série.

Au-dessus de ces marnes monotones, l'enrichissement en carbonates de la série se traduit par la présence de faisceau à bancs marno-calcaires et calcaréo-marneux. Ce faisceau calcaire, le deuxième rencontré dans la série aptienne après celui du Niveau Blanc, a été nommé « faisceau Nolan » par Delamette & Bréhéret, il correspond aux premiers bancs du « faisceau clansayésien » selon la définition de Friès. Ce faisceau est généralement limité à quelques bancs calcaires (notés NO1 à NO3 par Bréhéret).

La fin de la série aptienne correspond au « faisceau clansayésien » *sensu stricto*, renommé faisceau Fromaget par Bréhéret, et repérable dans l'ensemble du bassin sur une vingtaine de mètres d'épaisseur. Constitué de bancs calcaires à marno-calcaires intercalés par des marnes, il représente l'unité lithologique et stratigraphique la plus carbonatée de la série et a longtemps été utilisé pour séparer l'Aptien de l'Albien au sens lithologique et cartographique.

Le dernier intervalle de l'Aptien est généralement décrit sur la coupe de Pré Guittard, qui sert de référence dans le bassin pour le passage Aptien - Albien (Bréhéret, 1995 ; Kennedy *et al.*, 2000). Pourtant l'affleurement actuel ne permet plus de réaliser une description lithologique détaillée (végétation dense). Les événements gravitaires sont très rares dans cet intervalle.

Au-dessus du dernier banc calcaire du « faisceau clansayésien », un niveau très sombre est observé. Il s'agit du Niveau Jacob de Bréhéret. Selon la situation géographique, ce niveau Jacob peut être composé de un à deux niveaux noirs, épais de 1 à 2 mètres chacun, et riches en matière organique, (jusqu'à 2,5 % de C.O.T selon Bréhéret, 1995). Il surmonte un niveau calcaire nommé DC1 par Bréhéret (1995) (DC = Délit Calcaire).

Au-dessus, une vire marneuse contenant plusieurs niveaux plus carbonatés (DC2 à DC5) se développe sur plusieurs dizaines de mètres. Au sommet de cet intervalle, les marnes deviennent plus sombres et précèdent le dépôt d'une couche d'argilite noire, fissile, d'un mètre d'épaisseur, constituant le Niveau Kilian (Bréhéret, 1983 ; 1995). Ce niveau est lui aussi considéré comme un dépôt de black shales avec des teneurs en C.O.T. atteignant 2 %.

Au-dessus, les marnes sont uniformes pendant plusieurs mètres puis un dernier délit calcaire (DC5) précède un horizon noir (noté HN1) qui est considéré comme la base de l'Albien par Bréhéret (1995). Quelques mètres au dessus, le Niveau Paquier, laminé et riche en matière organique, s'individualise très clairement dans la série.

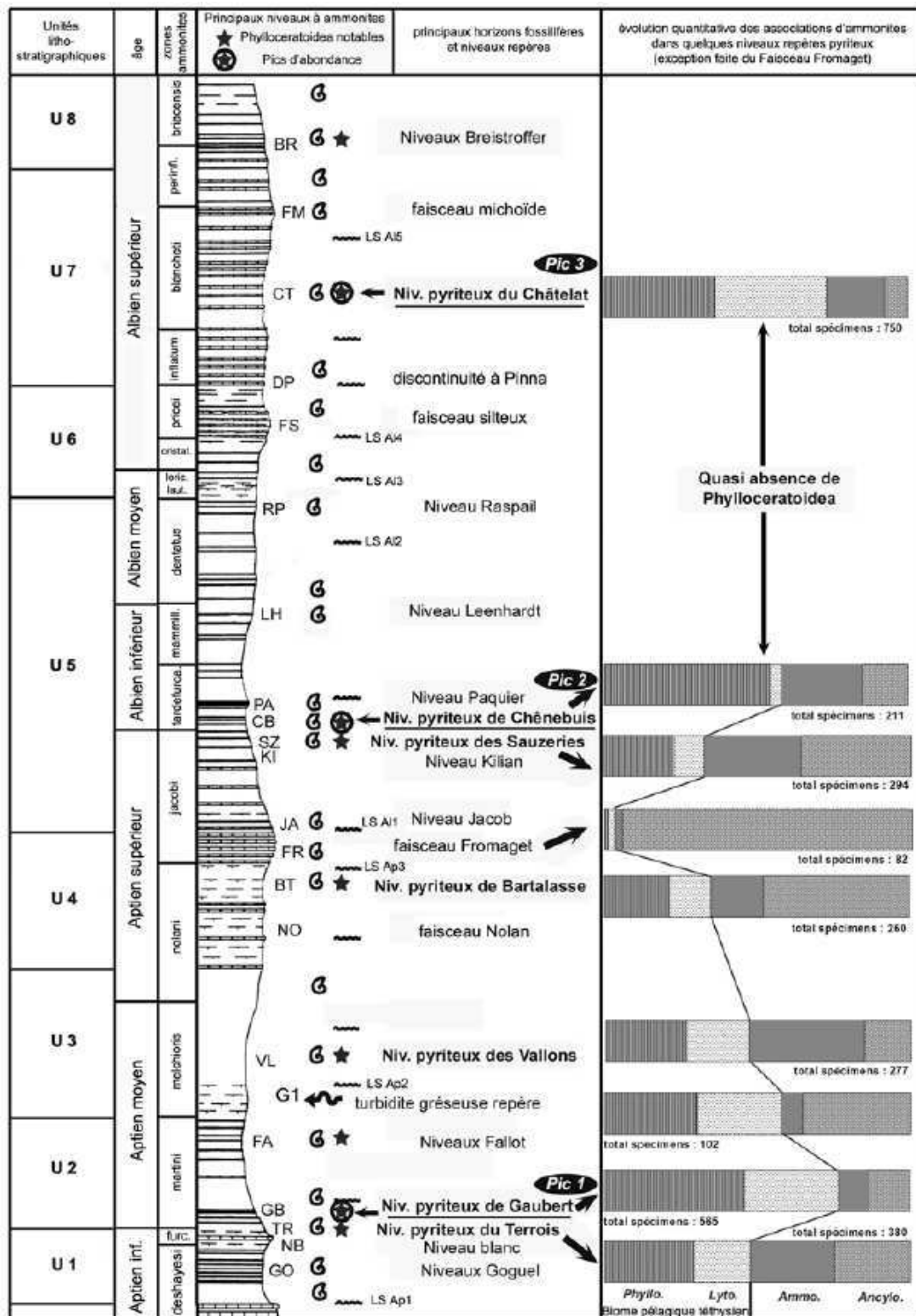


Figure 11. Série virtuelle des « Marnes Bleues » et évolution quantitative des populations d'ammonites d'après Joly & Delamette (2008).

Unités lithostratigraphiques				Niveaux fossilifères & Niveaux-repères		Age et zones d'ammonites			
	JB, 1995	BJ & MD, 2008							
Marnes Bleues du bassin vocontien	U15	U8	U8s			Cénomanién	Mantelli	Cei1	
	U14		U8i	niveaux Breistroffer	BR		Briacensis	Als6	
	U13	U7	U7s	faisceau microïde	FM		Albien sup.	Perinflatum	Als5
	U12		U7m	niv. pyr. du Châtelat	CT			Blancheti	Als4
			U7i	discontinuité à Pinna	DP			Inflatum	Als3
	U11	U6	U6s	faisceau silleux	FS			Pricei	Als2
			U6i	marnes des Castets	MC			Cristatum	Als1
	U10	U5	U5s	niveau Raspail à BaSO4	RP	Albien moy.	Lautus-Loricatus	Alm2-3	
				niveau Leenhardt	LH		Dentatus	Alm1	
			U5i	niveau Paquier	PA	Albien inf.	Mammillatum	Ali2	
				niv. pyr. de Chênebuis	CB		Tardefurcata	Ali1	
				niv. pyr. des Sauzeries	SZ				
				niveau Jacob	JA				
	U9					Aptien sup.	Jacobi	Aps2	
	U8	U4	U4s	faisceau Fromaget	FR		Nolani	Aps1	
	U7		U4m	niv. pyr. de Bartalasse	BT				
	U6		U4i	faisceau Nolan	NO				
	U5	U3	U3s	niv. pyr. des Vallons	VL	Aptien moy.	Melchioris	Apm2	
	U4			turbidite G1	G1				
			U3i						
	U3	U2	U2s	niveaux Fellot	FA		Martini	Apm1	
			U2i	niv. pyr. de Gaubert	GB				
				niveau noir	NN				
	U2	U1	U1s	niv. pyr. du Terrois	TR	Aptien inf.	Furcata	Api4	
				niveau blanc	NB				
	U1		U1i	niveaux Goguel	GO		Deshayesi	Api3	

Figure 12. Cadre stratigraphique des Marnes Bleues du bassin vocontien d'après Joly & Delamette (2008). Niv. Pyr. : niveaux à ammonites pyriteuses

I. La limite Barrémien-Aptien (coupe de la route d'Angles)

Aucune coupure lithologique majeure ne marque la limite Barrémien – Aptien. Par convention, et depuis les travaux de Delanoy (1995b), elle est placée à la base du banc 197 qui correspond à une zone non caractérisée paléontologiquement. D'après Kakabadzé (données inédites), le premier Deshayesitidae, marqueurs de l'Aptien inférieur, apparaît au banc 200. A l'échelle régionale, c'est dans le « faisceau épais » sus-jacent (banc 201b à 204) que s'individualisent les faunes de l'Aptien basal de la zone à *Deshayesites oylanensis* (= zone à *Deshayesites tuarkyricus*). D'après les corrélations chemostratigraphiques proposées par Wissler *et al.* (2002), la base de l'Aptien devrait être placée à la base du « faisceau épais » qui correspondrait à la base du Chron M0 de la coupe de Cismon (figure 10). Dans l'état actuel de nos connaissances, le caractère sporadique de la répartition des Deshayesitidae dans la coupe d'Angles et l'absence de caractérisation du Chron M0 laissent une incertitude quant à la position exacte de la base de l'Aptien.

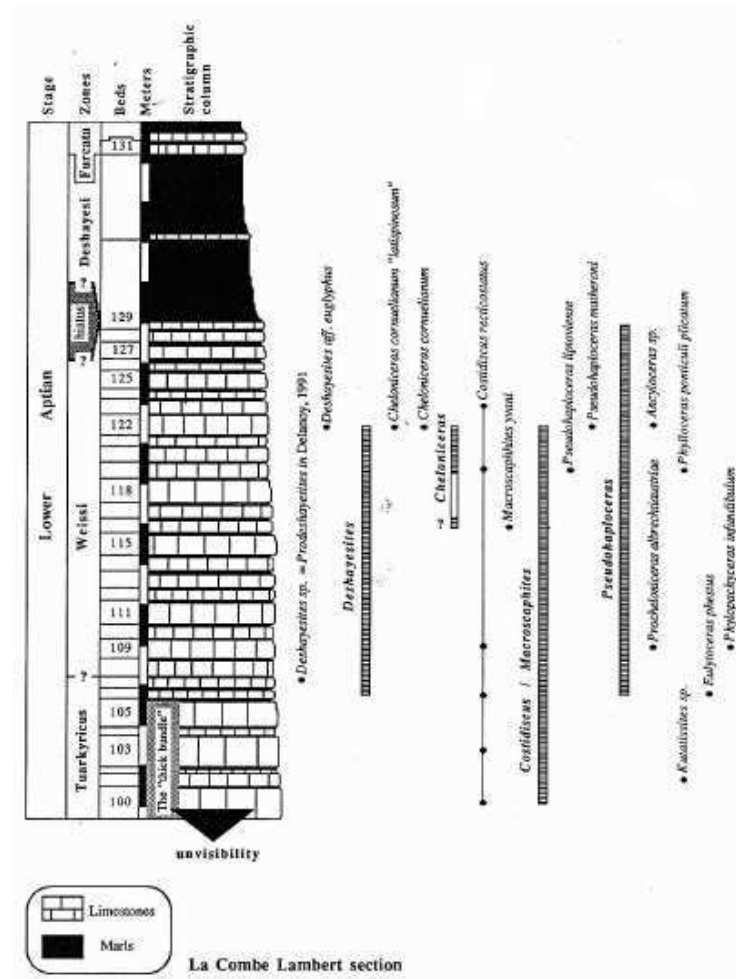


Figure 13. Biostratigraphie de l'Aptien inférieur de la Combe Lambert (Delanoy, 1995b)

II. Discontinuités de la sédimentation Aptienne (Coupe de la Combe-Lamber)

La coupe de la combe Lambert montre le contact entre les « Calcaires barrémo-bédouliens » et les "Marnes bleues" (fig. 13). Comme l'ont montré Delanoy (1995b) et Bréhéret (1995b), les « Marnes bleues » reposent en discontinuité sur le toit des alternances marno-calcaires de l'Aptien inférieur (zone à *Deshayesites weissi*) probablement elle-même amputées de leurs dernier termes.



Figure 14. Contact "Calcaires barrémo-bédouliens" et "Marnes bleues" (Combe Lambert)

Les corrélations avec les séries du dépôt-centre montre que la totalité du Niveau Goguel et de ses marnes encaissantes (soit une épaisseur de l'ordre de 20 mètres). Moins de 5 mètres séparent le toit des calcaires du doublet du Niveau Blanc. La cicatrice laissée par ce hiatus, située 15 cm au dessus du dernier banc calcaire est constitué par un mince niveau de marnes glauconieuses à rostrés de bélemnites roulés et nodules phosphatés noirs usés. Cette lacune est généralisée à toute la partie Nord de l'Arc de Castellane.

Le deuxième hiatus identifié se situe au sein des marnes, environ 14 mètres au dessus du Niveau Blanc. Il est marqué par une limite brutale entre des marnes claires et rubanées et des

marnes plus sombres et homogènes. Le contact est souligné par un horizon calcaire assez riche en *Chondrites* sur lequel reposent de nombreuses bélemnites roulées. Les faunes d'ammonites recueillies récemment (Bulot & Vermeulen, données inédites) et l'absence du niveau Van Gogh suggère que la plus grande partie de la zone à Martini a été affectée par une érosion ou un épisode de non dépôt.

III. Tartonne – La proposition de GSSP pour l'Albien

La coupe de Tartonne – Le Pillart (figure 15) a été proposée par Kennedy *et al.* (2000) comme stratotype de limite (GSSP) pour l'étage Albien. Les affleurements principaux se situent à l'est de la chapelle Notre Dame sur la retombée ouest de la colline du Pillart.



Figure 15. Le passage Apto-Albien à Tartonne (Niveau Paquier)

La coupe étudiée, proposée comme stratotype de limite de l'Albien (GSSP), correspond au Niveau Paquier et aux 20 mètres de marnes sous-jacents. Le Niveau Paquier est remarquablement dilaté par comparaison avec les autres coupes de bassin. Sa base est marquée par un niveau repère de 20 cm de black shales laminés situé 1,50 au dessous du niveau principal. Au sein des marnes sous-jacents un banc faiblement induré, riche en nannoconidés donne un repère supplémentaire au sein de la série à dominante marneuse et dans laquelle le rubanement

classique des « Marnes bleues » est mal exprimé. Deux niveaux à bélemnites et ammonites pyriteuses, généralement limonitisées, se trouvent respectivement 3 à 5 m et 14–15 sous le black shale de base du Niveau Paquier.

La faune d'ammonites la plus basse se compose de *Phyllopachyceras baborensense*, *Tetragonites* sp., *Melchiorites* sp., *Puzosia* sp., *Hypacanthoplites trivialis*, *Hypacanthoplites* spp. et *Ptychoceras laeve hamaimense*. Cet assemblage n'est pas diagnostique en lui-même bien que selon Kennedy *et al.* (2000) la présence d'*Hypacanthoplites trivialis* suggère plutôt la zone à *Leymeriella germanica* qu'un âge plus ancien.

Le deuxième niveau à ammonites pyriteuses, plus particulièrement fossilifère au sud du Torrent de Salaou, contient *Leymeriella* (L.) *germanica* trouvé *in situ* 60 cm et 5 m en dessous de la base du Niveau Paquier. Le reste de la faune se compose *Pseudorbulites convergens*, *Phyllopachyceras baborensense*, *Eotetragonites* sp., *Tetragonites rectangularis*, *Beudanticeras africana* Kennedy non Pervinquier, *Puzosia* sp., *Uhligella* sp., *Hypacanthoplites trivialis*, *H. anglicus* et *Ptychoceras laeve hamaimense*. Cette faune indique clairement la zone à *Leymeriella germanica* telle qu'elle a été redéfinie par Kennedy *et al.* (2000).

Les laminites de la base du Niveau Paquier ont livré en abondance *Leymeriella* (L.) *tardefurcata*, associée à *Pseudorbulites convergens*, *Puzosia* gr. *quenstedti*, *Hypacanthoplites trivialis*, *Hamites hybridus* et *Ptychoceras laeve hamaimense*. Cet assemblage indique la zone *Leymeriella tardefurcata* sensu Kennedy *et al.* (2000). Une faune similaire a été trouvée dans l'ensemble du niveau Paquier sus-jacent.

Du fait de l'existence de cette succession d'ammonites dans la coupe de Tartonne, Kennedy *et al.* (2000) ont proposé que le Golden Spike du stratotype de limite soit placé à la première apparition de *Leymeriella* (L.) *tardefurcata* (base du Niveau Paquier), précédé par son ancêtre immédiat, *Leymeriella* (L.) *germanica*, présent 60 cm en dessous au sein de la série dilatée.

Il est à noter que l'étude de la répartition des nannoflores calcaires et des foraminifères planctoniques sur cette même coupe n'a pas permis de sélectionner un proxy alternatif pour définir la limite Aptien – Albien. De même le signal isotopique n'apporte rien à la caractérisation de la limite dont la définition repose donc entièrement sur les ammonites et tout particulièrement sur le genre euro-boréal *Leymeriella*.

Cette situation est extrêmement problématique, tant dans le choix du marqueur, que dans la désignation de la coupe de référence :

- il aurait été souhaitable que l'intervalle étudié soit plus étendu et s'étende depuis le toit du « Faisceau clansayésien » jusqu'au Niveau Leenhardt. Cette étude qui a été menée par Kennedy *et al.* (2000) sur la coupe de Pré Guittard (Drôme) n'est pas possible dans le secteur de Tartonne où les successions sont affectées par la tectonique et leur continuité extrêmement difficile à restituer ;
- en dépit de la caractérisation d'un niveau à ammonites de la zone à *Leymeriella germanica*, les faunes d'ammonites sont très sporadiques entre le Niveau Kilian et les faunes pyriteuses sous-jacentes au Niveau Paquier (Bulot, Friès, Latil & Parize,

données inédites). La corrélation avec la succession classique à *Leymeriella*, *Hypacanthoplites* et *Wollemanniceras* – *Callizoniceras* d'Allemagne du nord reste donc globalement impossible ;

- l'extension des *Leymeriella* dans la coupe est sporadique et aucune faune n'est connue au dessus du Niveau Paquier. La systématique de ce genre reste d'ailleurs largement en friche tout comme celle des *Hypacanthoplites* qui l'accompagne (Owen, 2002 ; Bulot, 2010) ;

- l'absence de marqueurs micropaléontologiques significatifs est un problème supplémentaire probablement sous contrôle écologique (crise des petites hedbergelles amorcées dans l'Aptien sommital).

En conclusion, tant du point de l'enregistrement paléontologique que sédimentaire, la coupe du Pillart semble insuffisante pour la définition d'un stratotype de limite. Une étude détaillée des coupes de la région d'Hyères qui semblent plus continues et fossilifères (Bréhéret, 1997) pourrait fournir une alternative intéressante pour une meilleure compréhension du passage Aptien – Albien dans le secteur oriental du Domaine vocontien.

F. La série virtuelle de Plate-forme

La série virtuelle du Crétacé inférieur anté-aptienne de la bordure nord de la plate-forme provençale a été décrite par Cotillon (1971) à partir des coupes des synclinaux de La Bégude, de La Palud-de-Moustiers, de Trigance et de Comps-sur-Artuby. Parmi les coupes étudiées par Cotillon, nous concentrerons notre intérêt au cours de l'excursion sur celles du Point Sublime (Berriasien), de Carajuan (Berriasien à Hauterivien inférieur), du Clos de Barral (Hauterivien supérieur – Barrémien) et des Condamines (Barrémien). La durée de l'excursion ne nous permettra malheureusement pas de voir les affleurements aptiens et albiens du domaine néritique. Nous aborderons néanmoins ce sujet lors de différents arrêts où la lecture de paysage permet de voir cette partie de la série.

Cotillon a subdivisé la succession néritique de l'Arc de Castellane en 25 unités ("formations" 1 à 25). Il nous semble utile de rappeler en préambule les caractères lithologiques et paléontologiques de ces différentes unités stratigraphiques tout en réactualisant leurs attributions biochronologiques à la lumière des travaux de Thieuloy *et al.* (1990), Autran (1993), Bulot (1995), Bulot *et al.* (1995), Atrops & Reboulet (1993, 1995), Reboulet (1996), Vermeulen *et al.* (1999) & Janssen (2009).

"Formation" 1 : calcaires bioclastiques lités au sein desquels s'intercalent des marnes verdâtres et des brèches à galets noirs. Cette unité correspond au sommet des "Calcaires blancs de Provence". Elle est moins massive que l'ensemble sous-jacent qui constitue l'essentiel des falaises du Grand Canyon du Verdon. Latéralement, les microfaciès et les lithofaciès varient très rapidement. La macrofaune est rare et se compose essentiellement de nérinées, de gastéropodes et de lamellibranches. La microfaune se compose essentiellement de foraminifères benthiques. La présence dans les "marnes vertes" de charophytes associés à des ostracodes lacustres du genre *Cypridea* suggère l'existence de phénomènes d'émersion au sommet des "Calcaires blancs de Provence".

"Formation" 2 : calcaires beiges se débitant en dalles, dont la base est parfois difficile à distinguer des calcaires sous-jacents bien que le contact entre les deux unités soit fréquemment souligné par une surface durcie et/ou par une brèche de remaniement. Le microfaciès est celui d'une biopelmicrite à débris d'échinodermes et de lamellibranches. A la base, la microfaune se compose de foraminifères benthiques et de rares calpionelles. Très rapidement, les bancs jointifs sont séparés par des interlits argilo-carbonatés stratocroissants. La macrofaune se compose essentiellement de brachiopodes. Les ammonites sont très rares, et à ce jour, seules trois localités ont livré des faunes dès la base de la formation :

- le ravin de Baudan (Est de Châteauneuf-les-Moustiers) d'où provient une *Erdenella* cf. *paquieri* [= *Berriasella* cf. *paquieri*, dét. Le Hégarat in Cotillon, 1971], espèce qui caractérise le sommet du Berriasien ;
- La Palud et de Trigance où ont été récoltés des *Busnardoites* indiquant la zone à *Busnardoites campylotoux*.

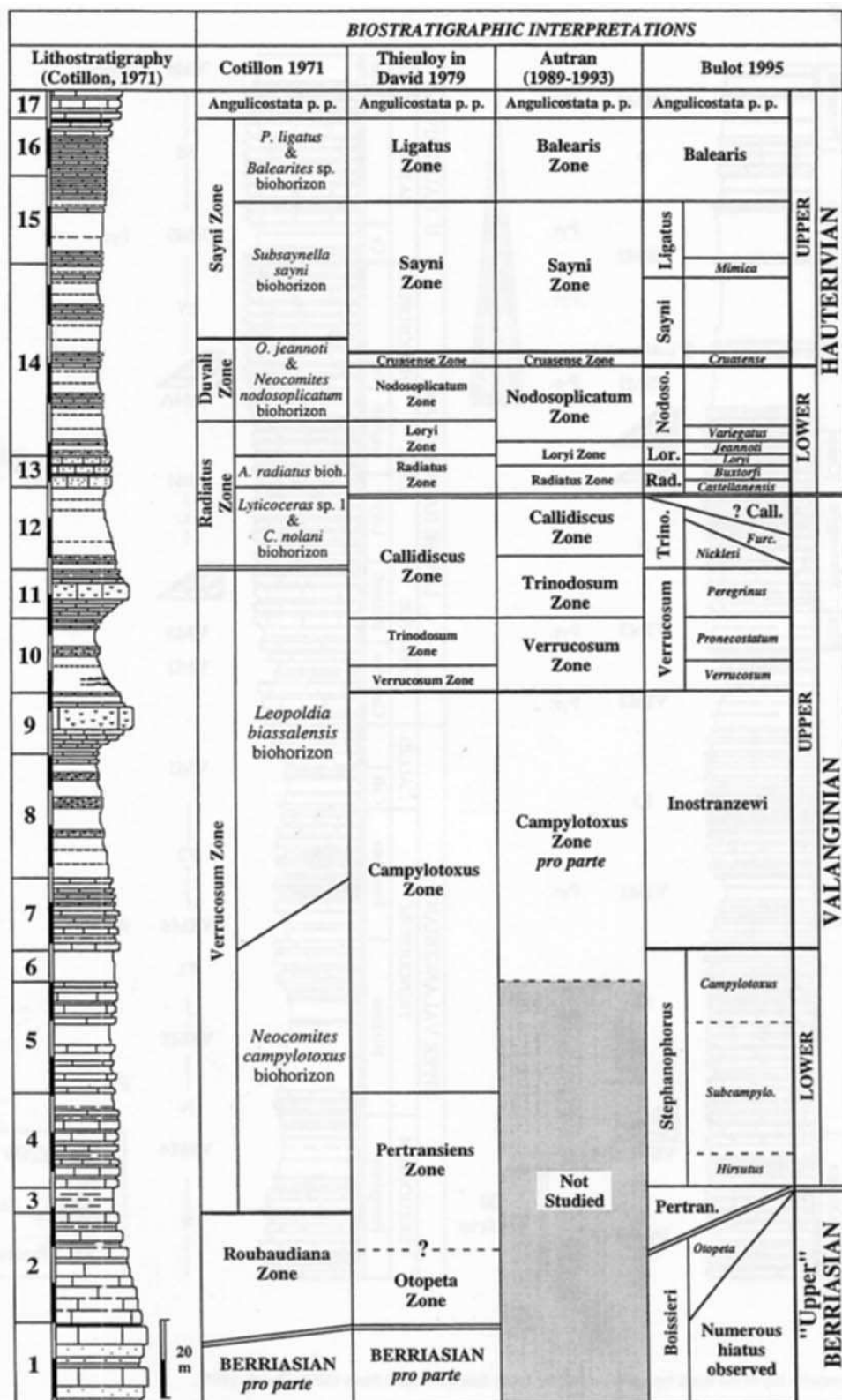


Figure 16. La série virtuelle de Plate-forme (Berriasien - Hauterivien) d'après Bulot (1995)

D'après Cotillon (1971), ces éléments de datation permettraient de démontrer que le faciès des Calcaires blancs monte plus ou moins haut dans le Crétacé basal et peut localement englober une partie du Valanginien inférieur.

"Formation" 3 : horizon argilo-carbonaté qui repose parfois directement sur les calcaires blancs. L'ammonitofaune comporte essentiellement *Busnardoites* et *Olcostephanus* (*O.*) *guebhardi*. Localement se niveau est riche en brachiopodes. La microfaune est riche en foraminifères et en ostracodes. Initialement attribuée par Cotillon au Valanginien supérieur, cet ensemble doit maintenant être inclus au sein du Valanginien inférieur (zone à *Busnardoites campylotoxus*).

"Formation" 4 : alternance de marnes et de calcaires argileux à cassure conchoïdale bicolore. L'ammonitofaune se compose essentiellement de *Busnardoites* et d'*Olcostephanus* (*O.*) *guebhardi* qui indiquent sans équivoque le Valanginien inférieur (zone à *Busnardoites campylotoxus*).

"Formation" 5 : alternance de marnes grisâtres se débitant en plaquettes et de faisceaux de bancs calcaires argileux. La faune d'ammonite est relativement abondante au sommet et l'association de *Busnardoites* et de *Kilianella* ne laisse aucun doute sur l'âge de cette unité : Valanginien inférieur, zone à *Busnardoites campylotoxus*.

"Formation" 6 : marnes jaunes à *Toxaster granosus granosus*. Les rares ammonites trouvées à ce niveau sont des *Busnardoites* qui permettent d'attribuer cette "formation" à la zone à *Busnardoites campylotoxus* du Valanginien inférieur.

"Formation" 7 : bancs de calcaires argileux formant corniche dans le paysage. Cet horizon repère est toujours riche en ammonites et correspond aux "bancs à *Karakaschiceras*" des auteurs. Sa partie supérieure est marquée par un renouvellement important de la faune d'ammonites et en particulier par l'apparition des genres *Saynoceras*, *Valanginites*, *Neohoploceras* et *Karakaschiceras*. Ce niveau marque donc la base du Valanginien inférieur (zone à *Karakaschiceras biassalense*).

"Formation" 8 : marnes grises bleutées entrecoupées de petits bancs de calcaires très argileux. Nombreux brachiopodes à la base (*Advenina oweni* Sandy), riche faune de lamellibranches fousseurs, d'Exogyres et de *Toxaster granosus kiliani*. *Olcostephanus* (*O.*) *guebhardi* domine l'ammonitofaune en association avec des *Karakaschiceras biassalense* et des *Lytoceras* (*Biassaloceras*) de très grande taille. Cette unité appartient toujours à la zone à *Karakaschiceras biassalense*.

"Formation" 9 ("Petite Lumachelle") : barre décamétrique de calcaires bioclastiques qui forme une corniche dans le paysage. La "Petite Lumachelle" débute le plus souvent par un faisceau de petits bancs calcaires bicolores auquel succède une récurrence plus argileuse. La partie supérieure de l'unité se compose de gros bancs calcaires biodétritiques, entre lesquels s'intercalent des faisceaux de petits bancs plus argileux à surface ondulée. Phénomènes de silicification fréquents. Ammonites rares, mais caractérisant toujours la zone à *Karakaschiceras biassalense*. Cette unité se termine par une surface durcie, rubéfiée et taraudée qui correspond à la "discontinuité du Valanginien moyen" (DVM) d'Autran (1993).

"Formation" 10 : marnes grises riches en échinides (*Toxaster granosus kiliani*). A la base, un horizon de calcaire argileux livre localement *Saynoceras verrucosum* et *Valanginites nucleus*. La partie supérieure de la "formation" est marquée par des niveaux de tempestites parfois pétris de petites exogyres. Dès sa base, cette unité appartient à la zone à *Saynoceras verrucosum*.

"Formation" 11 ("Grande Lumachelle") : barre de calcaires bioclastiques jaunes, souvent silicifiés, formant une corniche de quelques mètres dans le paysage. Nombreux fragments de lamellibranches (*Exogyra*, *Arctostrea*, *Trigonia*). Seul le banc sommital a livré des ammonites (Thieuloy *et al.*, 1990 ; Bulot, 1995). L'ensemble des espèces récoltées à ce jour indique la base de la zone à *Neocomites peregrinus*. Cette formation se termine par une surface durcie qui correspond à la discontinuité du Valanginien supérieur (**DVS**) définie par Autran (1993).

"Formation" 12 : alternance de marnes feuilletées grises bleutées et de petits bancs de calcaires noduleux et argileux faiblement détritiques. A la base, ces bancs ont livré une association qui caractérise la base de la zone à *Neocomites peregrinus*, (sous-zone à *Olostephanus nicklesi*). L'ammonitofaune est rare dans la partie supérieure des marnes mais indique toujours la zone à *Criosarasinella furcillata*. Il n'a jamais été possible de caractériser formellement la sous-zone à *Teschenites callidiscus*. Nous verrons plus loin qu'il est globalement possible d'envisager une lacune du Valanginien supérieur sommital. Localement (Les Allaves), l'Hauterivien basal commence dans la partie supérieure des marnes.

"Formation" 13 ("Barre à *Acanthodiscus*") : petite barre (2 à 5 mètres) de calcaires glauconieux à surfaces ondulées et à joints marno-glauconieux attribués à l'Hauterivien basal par Cotillon (1971). L'étude détaillée des faunes a montré depuis qu'il est possible de distinguer trois niveaux caractérisés par des assemblages différents au sein de cette unité :

- dans les bancs de base, l'abondance d'*Acanthodiscus radiatus* et de *Breistrofferella castellanensis* indique sans équivoque la partie inférieure de la zone à *Acanthodiscus radiatus*.
- à cette faune, succède une association dominée par *Leopoldia buxtorfi* et *Spitidiscus* gr. *rossfeldensis* qui caractérise la partie inférieure de la zone à *Acanthodiscus radiatus* (horizon à *Leopoldia buxtorfi sensu* Bulot & Thieuloy, 1995). Cette faune est généralement limitée à un seul banc.
- Enfin, dans le tiers supérieur de la barre, la faune se compose de *Crioceratites loryi* et d'*Olcostephanus* (*O.*) *sayni* qui indiquent la partie moyenne de la zone à *Crioceratites loryi*.

Trois surfaces durcies ont été identifiées au sein de cette formation. Elles correspondent à des discontinuités sédimentaires caractérisées par des enduits ferrugineux, des accumulations de bélemnites et des galets phosphatés. Le contrôle biostratigraphique permet de montrer que ces surfaces sont isochrones à l'échelle de la bordure nord de la plate-forme provençale. La première surface est la plus discrète car elle se situe au contact entre les formations 12 et 13. Lorsqu'elle est clairement identifiable, elle est marquée par une base de banc ondulée associée à un assemblage polyzonal d'ammonites incluant des formes du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien basal. Cette discontinuité a été nommée **DVT** (Discontinuité du Valanginien terminal) par Bulot (1995) (voir aussi Bulot *et al.*, 1995).

La seconde surface, située dans le tiers inférieur de la "Barre à *Acanthodiscus*", correspond à la Discontinuité de la zone à *Radiatus* (**DZR**), reconnue et nommée par Bulot (1995). La troisième correspond à la Discontinuité de la zone à *Loryi* (**DZL**) définie par Autran (1993). Le caractère érosif de ces discontinuités est souligné par la présence constante de fossiles remaniés provenant des horizons sous-jacents. La "Barre à *Acanthodiscus*" correspond donc à un épisode de condensation qui affecte l'Hauterivien basal. Nous verrons plus loin qu'aux phénomènes de condensation viennent s'ajouter des lacunes sédimentaires.

"Formations" 14 et 15 ("Marnes à bélemnites") : unité lithologique relativement monotone composée d'une alternance à dominante argileuse de faisceaux de petits bancs de calcaires argileux et de passées marneuses. Localement certains bancs peuvent être glauconieux. Riches en faunes d'ammonites, la succession des associations fauniques permet de caractériser toute les unités biostratigraphiques comprises entre la partie supérieure de la zone à *Crioceratites loryi* (sous-zone à *Jeannoticeras jeannoti*) et le sommet de la zone à *Plesiospitidiscus ligatus*.

"Formations" 16 : alternance régulière de marnes et de calcaires qui se distingue du précédent niveau par ses bancs calcaires plus puissants et plus carbonatés, parfois organisés en faisceaux. La macrofaune indique la zone à *Balearites balearis* et la base de la zone à « *Pseudothurmannia ohmi* ».

"Formations" 17 et 18 : ensemble très distinct (30 à 50 mètres) de bancs de calcaires blanc faïence, gris ou crème ; à interbancs marneux à la base, jointifs ensuite ou à minces joints schisteux. Ce niveau repose parfois sur une surface durcie à nodules phosphatés. La partie supérieure (**18**) est généralement enrichie en glauconie, associée à des hard-grounds. La partie inférieure est datée de la zone à « *Pseudothurmannia ohmi* ». La partie supérieure contient des faunes du Barrémien inférieure (zone à *Taveraidiscus hugii auctorum*).

La discussion des formations sus-jacente se fera lors de la visite des affleurements du Clos de Barral (La Bastide, Var) et du Ravin des Condamines (Comps-sur-Artuby, Var).

G. Journée 3 : Le Crétacé inférieur des Gorges du Verdon (Berriasien-Hauterivien inférieur)

I. Point Sublime (Rougou, Alpes-de-Haute-Provence) (figure 17)

Masse *et al.* (2009) ont conduit une étude stratigraphique détaillée du sommet des Calcaires Blancs du Moyen Verdon. Dans le secteur de La Palud – Rougon (route des crêtes), ils ont reconnu les "Micrites à marnes vertes de Sainte-Croix" ; une unité lithologique initialement définie par Abjean (1987). Les meilleurs affleurements se situent près de La Maline. La partie inférieure de cette formation se compose de calcaires micritiques et de packstones à *Clypeina sulcata*. En l'absence de marqueurs du Berriasien supérieur dans la partie supérieure des Marnes vertes, l'ensemble de la formation est attribué au Berriasien inférieur et moyen. Au Point sublime (Abjean, 1987; Masse *et al.*, 2009), l'épaisseur des "Micrites à marnes vertes de Sainte-Croix" est fortement réduite (de l'ordre de 30 m) et contient, dans la partie inférieure, des dépôts à grains grossiers passant latéralement aux "Biolithites de Rougon" *sensu* Abjean (1987). La partie supérieure des Calcaires blancs est datée du Berriasien supérieur par *Pfenderina neocomiensis*.

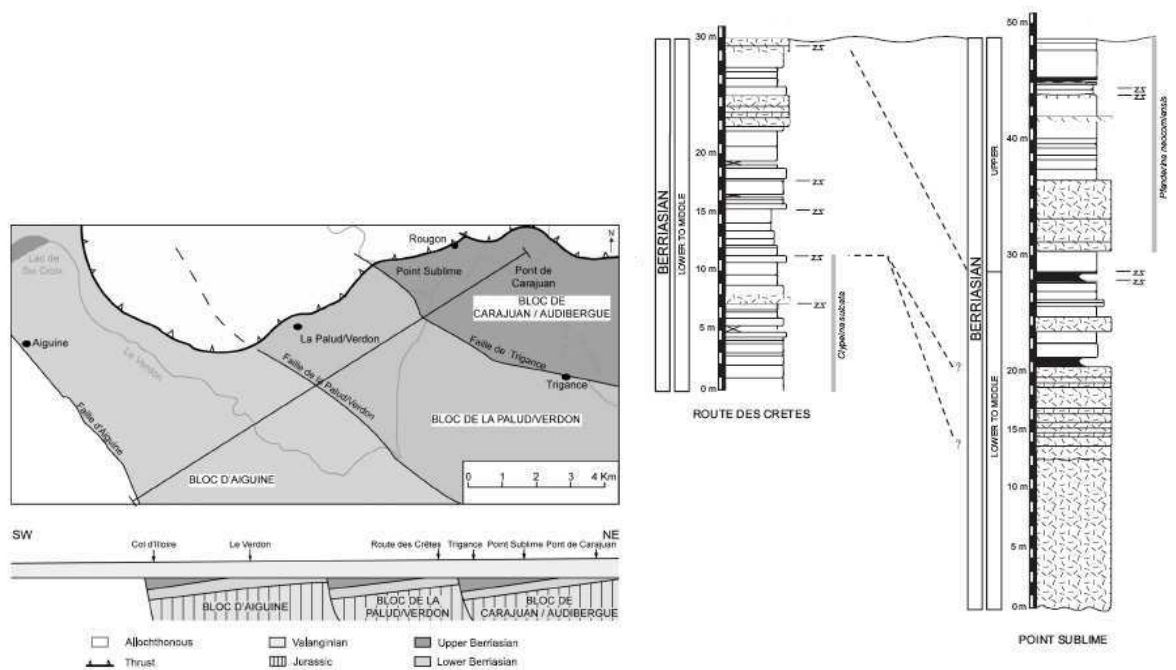


Figure 17. Surfaces d'érosion et blocs basculés au passage Berriasien – Valanginien dans la région de Rougon – Carajuan d'après Masse *et al.* (2009)

Le Point sublime, est aussi la localité type de *Matheronia rougonensis* Mongin & Trouvé, un rudiste particulièrement fréquent dans le Berriasien supérieur de la région de Marseille (Masse, 1995).

L'analyse biostratigraphique et sédimentologique du Berriasien montre que la partie supérieure de cet étage est souvent absente. Lorsqu'ils sont présents, les dépôts correspondants représentent des milieux ouverts vers le bassin. La lacune du Berriasien supérieur est interprétée comme résultant d'une érosion datant de la limite Berriasien-Valanginien et/ou du Valanginien inférieur. La distribution dans l'espace des séries complètes ou incomplètes s'effectue suivant des bandes est-ouest, limitées par des failles chevauchantes ou décrochantes que nous considérons comme des accidents anciens réactivés durant les phases alpines. Ces bandes identifient des blocs affaissés de 1 à 2° vers le sud, suivant un dispositif paléostuctural constitué de panneaux basculés vers le bassin, et mis en place en régime distensif. Ce régime qui a perduré après l'ennoiement de la plate-forme nord-provençale, doit être replacé dans le cadre de la phase tectonique néocimmérienne. Les principaux traits structuraux de la région, acquis au Tertiaire, sont en grande partie hérités de l'Eocrétacé.

II. Carajuan

Le contact entre le sommet des « Calcaires blancs » et les « Calcaires en dalles » est marqué par une brèche. Des lames minces provenant du sommet des « Calcaires blancs » ont été examinées par Annie Arnaud-Vanneau. Par comparaison avec la coupe de La Chambotte, la microfaune se compose d'une association qui indique le Berriasien moyen (communication personnelle, 1994). La base des calcaires sus-jacents a été daté de la zone à *Tirnovella pertransiens* (nannofossiles calcaires, déterminations Silvia Gradin)

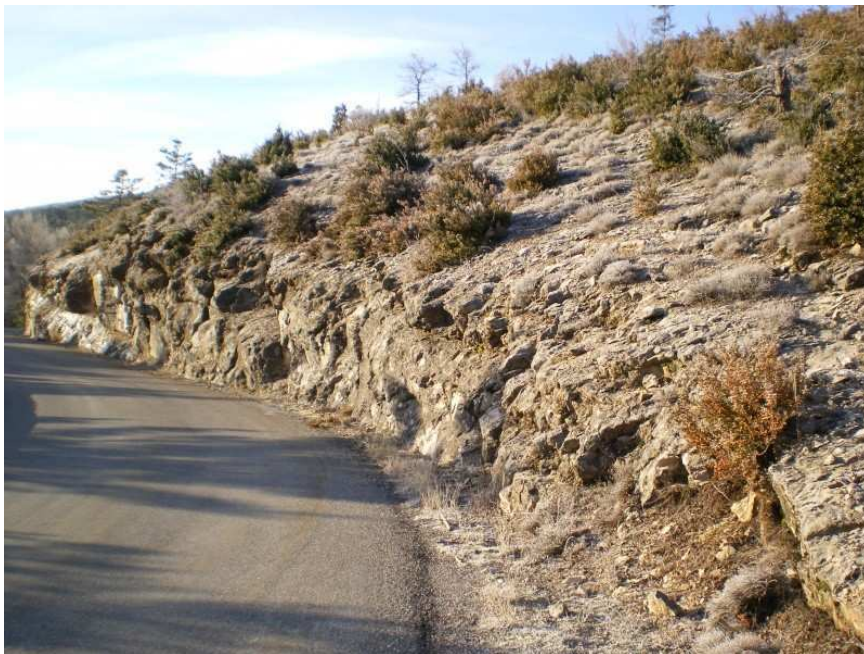


Figure 18. Contact Berriasien – Valanginien – Coupe de Carajuan (photo Léon Canut)



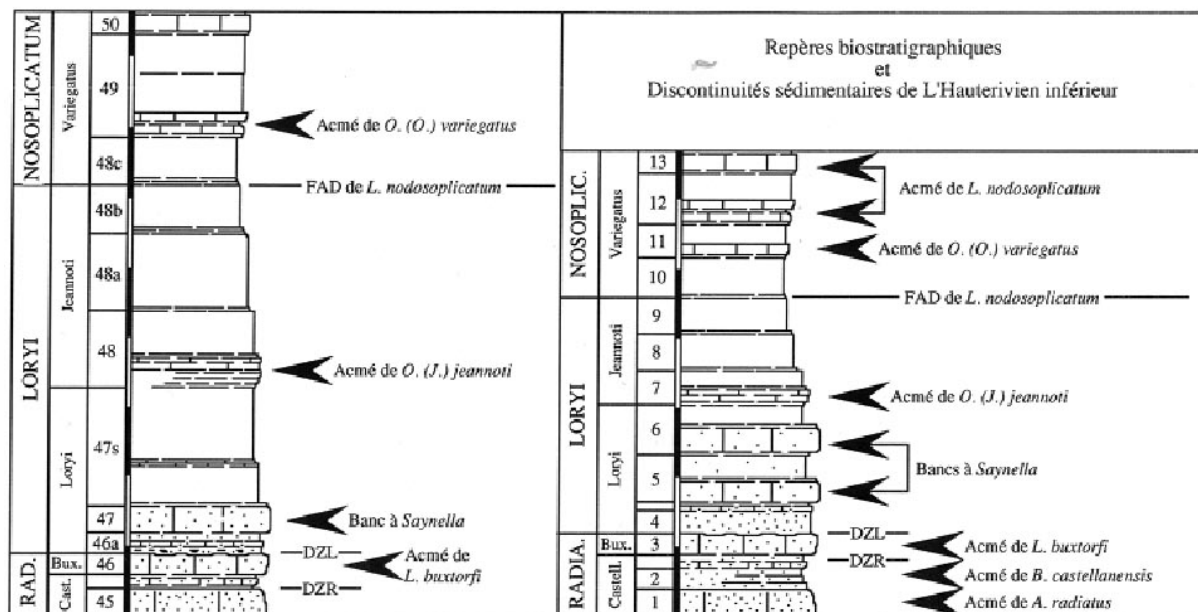
Figure 19. Marnes à *Toxaster* et Petite Lumachelle – Carajuan (photo Léon Canut)



Figure 20. Marnes à *Toxaster* et Grande Lumachelle – Carajuan (photo Léon Canut)

La coupe de Carajuan représente un référentiel fondamental pour la compréhension des successions valanginiennes et hauteriviennes de la bordure nord de la plate-forme provençale. Une description détaillée de la coupe serait trop longue pour être donnée ici. Le lecteur trouvera de plus amples détails dans les publications de Bulot et al. (1995), Reboulet (1996) et Hennig *et al.* (1999). Lors de notre visite, l'accent sera mis sur :

- les variations de faciès et la signification des niveaux lumachéliques (figure 19 et 20) ;
- la caractérisation et l'extension des discontinuités sédimentaires (DVM, DVS, DVT, DVR et DZL) ;
- les condensations et lacunes qui marquent l'Hauterivien basal (figure 21) ;
- la reconstitution des paléoenvironnements et les différences entre assemblages de plate-forme et de bassin pour les ammonites.



**Figure 21. Condensation et lacunes dans l'Hauterivien inférieur (Bulot, 1995)
(comparaison entre coupe de Carajuan et de Rougon)**

H. Journée 4 : L’Hauterivien terminal et le Barrémien de la bordure de Plate-forme

Comme l’avait souligné Cotillon (1971), l’Hauterivien terminal et le Barrémien du faciès néritique forment un ensemble de calcaires massifs à la base (formation 17), puis glauconieux (formations 18 à 24) dans leur partie supérieure. Cet ensemble se distingue très nettement dans le paysage. Alors que les « calcaires massifs » de l’Hauterivien terminal – Barrémien basal forment un ensemble assez homogène à l’échelle régionale, la série barrémienne qui leur succède est caractérisée par :

- une grande variation de l’épaisseur des sédiments ;
- des lithofaciès très variés ;
- des niveaux de condensation ;
- des troncatures partielles, parois totales, de tout ou partie de la série
- une grande abondance des ammonites associées à des faunes benthiques diversifiées

La coupe du Clos de Barral (La Bastide, Var) est la plus complète du Barrémien de la Province néritique (Vermeulen, 2003 avec références). Son accessibilité en fait un affleurement remarquable pour la compréhension des variations latérales de faciès dans l’Hauterivien terminal et le Barrémien du Domaine néritique.



Figure 21. Passage Hauterivien-Barrémien – Clos de Barral

I. Le Clos de Barral (La Bastide, Var)

Le sommet de l'Hauterivien et le Barrémien basal sont caractérisés par des gros bancs calcaires à glauconie rare ou absente. La base du Barrémien (Zone à *Taveraidiscus hugii auctorum*) est marquée par l'apparition des genres *Maurelidiscus* et *Torcapella* dans les derniers 3,50 mètres de l'unité 17.

Les bancs sus-jacents, d'une épaisseur de l'ordre d'un 1,50 mètres, sont très bioturbés et glauconieux. Ils marquent une rupture sédimentaire nette avec l'ensemble sous-jacent et sont rapportés à la sous-zone à *Psilotissotia columbiana*.

Au dessus, 5,50 mètres de calcaires pais, gris à patine beige, très peu ou pas glauconieux, correspondent à la zone à *Kotetishvilia nicklesi*. Par opposition la zone à *Nicklesia pulchella*, sus-jacente est de nouveau marquée par l'abondance de la glauconie, l'abondance des faunes (? condensation), la bioturbation et la présence d'éléments remaniés. Cette lithologie se poursuit sur approximativement 1 mètre dans les petits bancs de la base de la zone à *Kotetishvilia compressissima*. Le reste de cette zone est marquée par une augmentation de l'épaisseur des bancs et une diminution de l'abondance de la glauconie. Le Barrémien inférieur sommital (zone à *Coronites darsi*) est de nouveau marqué par des bancs d'épaisseur très irrégulière. La glauconie redevient très abondante. Dans l'ensemble du Barrémien inférieur, les niveaux marneux sont sombres, parfois très glauconieux, et contiennent des fossiles phosphatés.

La base du Barrémien supérieur (zone à *Toxancyloceras vandenheckii*) est marquée par l'apparition de calcaires blancs (2 mètres environ), serrés, à teneur variable en glauconie, datés de la sous-zone à *Henzia sayni sensu* Vermeulen, 2003. La base de la sous-zone à *Barrancyloceras barremense* est marqué par un bref intervalle de calcaires glauconieux très bioturbés (0,80 mètres) qui forment un niveau repère régional. Au dessus, les taux de glauconie régressent et l'alternance marno-calcaire est mieux exprimée par une augmentation de l'épaisseur des bancs calcaires et des interbancs marneux (épaisseur de l'ordre de 9 mètres). La zone à *Gerhardtia sartousiana* est mal exposée. Les quelques bancs visibles ne semblent pas montrer de différence majeure avec l'unité sous-jacente.

Le reste du Barrémien supérieur et la transition à l'Aptien ne sont pas visibles. Cet intervalle est souvent affecté par des lacunes dans le secteur étudié. Cotillon (1971) a toutefois signalé dans le secteur, près de la ferme de la Castagne, la présence de faunes de l'Aptien inférieur. Cette localité se trouve entre le Clos de Barral et le Ruisseau des Condamines qui sera notre prochain arrêt.

Avec une épaisseur totale de XX mètres dans laquelle sont représentés toutes les zones du Barrémien inférieur et la moitié inférieur du Barrémien supérieur, la coupe du Clos de Barral donne un parfait exemple de la réduction de la série comparativement à la coupe de référence de la route d'Angles. Il est à noter que les phénomènes de condensation et/ou lacunes qui affecte la succession ne sont pas uniformes. De même la coupure lithologique qui marque le passage Barrémien inférieur – Barrémien supérieur à Angles trouve sont équivalent avec l'apparition des calcaires blancs serrés au Clos de Barral.

II. Ruisseau des Condamines (Comps-sur-Artuby, Var)

Cette coupe, actuellement en cours d'étude par Jean Vermeulen, illustre parfaitement l'extrême réduction qui peut affecter la série barrémienne sur la marge nord de la Plate-forme provençale. L'accent sera tout particulière mis sur le caractère lacunaire de la série comme l'illustrent :

- la zone à *Nicklesia pulchella* matérialisée par un placage glauconieux à fossiles phosphatés qui vient mouler le dernier banc de la zone à *Kotetishvilia nicklesi*;
- la zone à *Kotetishvilia compressissima* réduite à un seul banc de faible épaisseur, condensé, très glauconieux et riche en fossiles phosphatés ;
- l'uniformité des faciès de la base du Barrémien supérieur.

D'avantage de précisions (données inédites) seront données par Jean Vermeulen lors de notre passage sur cette coupe.

Références :

Abjean, M. 1987. *La formation des "calcaires blancs de Provence" dans la région de l'arc de Castellane (Alpes de Haute Provence). Un exemple de succession lithologique en milieu carbonaté périrécifal*. Université Aix-Marseille 2, Thèse 3ème cycle, 96 pp. (inédit)

Arnaud, H. 2005. Sequence stratigraphic interpretation (of the Angles section). *Géologie Alpine, Série Spéciale "Colloques et excursions"* 7, 174-179.

Atrops, F. & Ferry, S. 1987. Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géologie alpine, Mémoire Hors Série* 13, 179-185.

Atrops, F. & Reboulet, S. 1993. Nouvelles données sur la zonation par ammonites du Valanginien supérieur de l'hypostratotype d'Angles (Alpes de Haute-Provence) et sur ses corrélations. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 317, 499-506.

Atrops, F. & Reboulet, S. 1995. Le Valanginien-Hauterivien basal du bassin vocontien et de la bordure provençal: zonation et corrélations. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 320, 985-992.

Autran, G. 1993. L'évolution de la marge nord-est Provençale (Arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien à travers l'analyse biostratigraphique des séries de la région de Peyroules: séries condensées, discontinuités et indices d'une tectogenèse distensive. Paléobiologie. *Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice* 10, 1-240.

Baudin, F., Bulot, L. G., Cecca, F., Coccioni, R., Gardin, S. & Renard, M. 1999. Un équivalent du "Niveau Faraoni" dans le Bassin du Sud-Est de la France, indice possible d'un événement anoxique fini-hauterivien étendu à la Téthys méditerranéenne. *Bulletin de la Société géologique de France* 170, 487-498.

Bergen, J. A., 1994. Berriasian to early Aptian calcareous nannofossils from the Vocontian trough (SE France) and deep-sea drilling site 534: new nannofossil taxa and summary of low-latitude biostratigraphic events. *Journal of Nannoplankton Research* 16/2, 59-69.

Beaudoin B., Agassant, J., André, M., Atrops, F., Bahamian, O., Bulot, L., Delattre, M., Dauphin, L., Eckert, S., Friès, G., Guyard, F., Jacquemin, O., Lalande, M., Marcombes, D., Mazingue, V., Parize, O., Pasquier, C., Pinault, M., Reboulet, S., Rosenzweig, F., Rouger, G., Sandamiani, A., Spindler, P., Szymkowski, B. & Veret G., 2003. Les bentonites du Crétacé inférieur du SE de la France. In: Bassin crétacés de France et d'Europe occidentale, Réunion spécialisée de la Société Géologique de France, 6–7 Novembre 2003, Paris, abstract, 8–9.

Bert, D. 2009. Description de *Artareites landii* nov. (Ammonoidea) du Barrémien supérieur de Majastre (Sud-Est de la France) et discussion sur les Helicancyliidae Hyatt, 1894. *Annales de Paléontologie* 95, 139–163.

Blanc, E. 1996. Transect plate-forme-bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts de sédiments. *Géologie alpine, Mémoire Hors Série* 25, 312 pp.

Bodin, S., Godet, A., Adatte, T. & Föllmi, K. B. 2005. Palaeoceanographic and palaeoclimatic changes of the northern tethyan realm during the Hauterivian – Barremian : New insight from the Angles section (SE France). *Géologie Alpine, Série Spéciale "Colloques et excursions"* 7, 138-146.

Borel, F., Curial, A., Monier, P. & Ferry, S. 1987. Mise en évidence de turbidites boueuses dans l'Oxfordien du Sud-Est. Contrôle structural de leur répartition. *Géologie Alpine, Mémoire Hors Série* 13, 167-171.

Bréhéret, J.-G. 1994. The Mid-Cretaceous Organic-Rich sediments from the Vocontian Zone of the French Southeast Basin. In: Mascle, A. (ed.) Hydrocarbon and petroleum geology of France, *Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists* 4, 295-320, Springer, Berlin – Heidelberg – New York.

Bréhéret, J.-G. 1995a. L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignement sur les événements anoxiques. *Publication de la Société Géologique du Nord* 25, 614 pp.

Bréhéret, J.-G. 1995b. Altérations dans la régularité de l'empilement quasi-périodique de la série pélagique du Crétacé inférieur de la zone vocontienne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 320, 993-1000.

Bulot, L. G. 1993: Stratigraphical implications of the relationship between ammonites and facies; examples from the Lower Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) of the western Tethys. In: The Ammonoidea - Environment, Ecology and evolutionary change, Huse M. R. (Ed.), *Systematic Association Special Volume* 47, 243-266.

Bulot, L. G. 1995. *Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le SE de la France (Berriasien-Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires*. Thèse du Muséum National d'Histoire naturelle de Paris, 374 pp. (inédit)

Bulot, L. G. 2010. Systematic paleontology of Aptian and Albian ammonites from Southwest Iran. Appendix to: Vincent, B., van Buchem, F. S. P., Bulot, L. G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D. & Huc, A. Y. , Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian – Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations), *GeoArabia Special Publication* 4, 139-197.

Bulot, L. G. & Thieuloy, J.-P. 1995. Les biohorizons du Valanginien du Sud-Est de la France: un outil fondamental pour les corrélations au sein de la Téthys occidentale. In Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys, Bulot L. G. et al. Eds., *Géologie alpine, Mémoire Hors Série* 20 (1994), 15-41.

Bulot L. G., Thieuloy, J.-P., Arnaud, H. & Delanoy, G. 1995. The Lower Cretaceous of the South Vocontian basin and margins: The Lower Cretaceous Cephalopod team – First Field Meeting (Digne, 1990). France In: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Bulot, L.G., Argot, M. & Arnaud, H. (Eds.), *Géologie Alpine, Mémoire Hors Série* 20 (1994), 383-401.

- Bulot L. G., Masse, J.-P., Moutier, L. & Virgone, A. 1997. Organisation stratigraphique et dynamique sédimentaire du Valanginien au passage plate-forme/bassin en Basse-Provence. *Bulletin de la Société géologique de France*, **168/2**, 171-179.
- Busnardo, R. 1965. Le stratotype du Barrémien. 1. Lithologie et macrofaune, et rapport sur l'étage Barrémien. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 34, 101-116 et 161-169.
- Busnardo, R., Thieuloy, J.-P. & Moullade, M. (eds.), *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien*, 143 pp., CNRS, Paris.
- Busson, G. & Noël, D. 1991. Les nannoconidés, indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. *Oceanologica Acta*, Paris **14/4**, 333-356.
- Cecca, F., Enay, R. & Le Hégarat, G. 1989. L'Ardescien (Tithonique supérieur) de la région stratotypique: série de référence et faunes (ammonites, calpionelles) de la bordure ardéchoise. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* **107**, 115 pp.
- Cotillon, P. 1971. Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **68**, 1-329.
- Debrand-Passard, S. (ed.) 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **125**, volume 1. Stratigraphie et Paléogéographie, 615 pp. et **126**, volume 2. Atlas, 64 pls.
- Delanoy, G. 1995a. Les zones à Feraudianus, Giraudi et Sarasini du Barrémien supérieur de la région stratotypique d'Angles-Barrême-Castellane (Sud-Est de la France In: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Bulot, L.G., Argot, M. & Arnaud, H. (eds.), *Géologie Alpine, Mémoire Hors Série* **20** (1994), 279-319.
- Delanoy, G. 1995b. About some significant ammonites from the Lower Aptian (Bedoulian) of the Angles-Barrême area (south-east France). In: Proceedings of the 3rd Workshop on Early Cretaceous Cephalopods. Piobbico, July 1994, Cecca, F. (Ed.), *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* **51**, 65-101.
- Delanoy, G., 1997. Biostratigraphie des faunes d'Ammonites à la limite Barrémien-Aptien dans la région d'Angles-Barrême-Castellane. Étude particulière de la Famille des Heteroceratidae (Ancyloceratina, Ammonoidea). *Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice* **12**, 1-270.
- Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A., Blamart, D. & Pagel, M. 2007. Fertilization of the northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nannofossils and trace element data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **243**, 132-151.
- Emmanuel, L. 1993. Apport de la géochimie à la stratigraphie séquentielle. Application au Crétacé inférieur vocontien. *Mémoires des Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie, Paris*, n° 93-5, 191 pp.
- Emmanuel, L. & Renard, M. 1993. Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian Trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Pau **17/1**, 205-221.
- Enay, R. & Geyssant, J. R. 1975. Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **86**, 39-55.
- Ferry, S. 1979. Les turbidites bioclastiques: mode de transport du sable calcaire des platesformes urgoniennes à la cuvette vocontienne (S-E de la France). *Géobios, Mémoire spécial* **3**, 149-158.
- Ferry, S. 1984. Apports détritiques dans le bassin vocontien. In : Debrand-Passard, S. (ed.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **125**, 332-334.

- Ferry, S. & Flandrin, J. 1979. Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine* **55**, 75-92.
- Fesneau, C., Deconinck, J.-F., Pellenard, P. & Reboulet, S. 2009. Evidence of aerial volcanic activity during the Valanginian along the northern Tethys margin. *Cretaceous Research* **30**, 533-539.
- Fiet, N., Quidelleur, X., Parize, O., Bulot, L. G. & Gillot, P.Y. 2006. Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters* **246/3-4**, 407-417.
- François, E. & David, B. 2006. Variations morphologiques des *Toxaster* (Echinoida : Spatangoida) en regard des fluctuations spatiales (Arc de Castellane, SE France) et temporelles (Valanginien-Hauterivien) du milieu sédimentaire : expression d'un potentiel adaptatif restreint. *Géobios* **39**, 355-371.
- Friès, G. & Parize, O. 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology* **50**, 1231-1270.
- Flandrin, J. 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7^e Série **8**, 376-386.
- Hennig, S., Weissert, H. & Bulot, L. G. 1999. C-Isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite- and magnetostratigraphy : the Valanginian-Hauterivian transition. *Geologica carpathica* **50/1**, 91-96.
- Jan Du Chene, R., Busnardo, R., Charollais, J., Clavel, B., Deconinck, J.-F., Emmanuel, L., Gardin, S., Gorin, G., Manivit, H., Monteil, E., Raynaud, J.-F., Renard, M., Steffen, D., Steinhäuser, N., Strasser, A., Strohmenger, C. & Vail, P. R. 1993. Sequence stratigraphic interpretation of Upper Tithonian-Berriasian reference sections of South-East France. *Bulletin des Centres de Recherches Elf-Aquitaine*, Pau **17/1**, 151-181.
- Janssen, N. M. M. 2009. Mediterranean Neocomian belemnites, part 3: Valanginian-Hauterivian belemnites. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Memoirs* **2009/01**, 44 pp. (CG2009_M01)
- Janssen, N. M. M. & Clément, A. 2002. Extinction and renewal patterns among Tethyan belemnites in the Verrucosum Subzone (Valanginian) of southeast France. *Cretaceous Research* **23/6**, 509-522.
- Joly, B. & Delamette, M. 2008. Les Phylloceratoidea (Ammonoidea) aptiens et albiens du bassin vocontien (Sud-Est de la France). *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Mémoire* 2008/04, 60 pp. (CG2008_M04)
- Kennedy, W. J., Gale, A. S., Bown, P. R., Caron, M., Davey, R., Gröcke, D., & Wray, D. S. 2000. Integrated Stratigraphy across the Aptian-Albian Boundary in the Marnes Bleues at the Col de Pré-Guittard, Arnayon (Drôme), and at Tartonne, Alpes-de-Haute Provence, a Candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the Base of the Albian Stage. *Cretaceous Research* **21**, 591-720.
- Le Hégarat, G. & Ferry, S. 1990. Le Berriasien d'Angles (Alpes de Haute- Provence, France). *Geobios* **23/3**, 369-373.
- Masse, J.-P. 1995. Lower Cretaceous rudist biostratigraphy of southern France: a reference for Mesogean correlations. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **12/2**, 236-256
- Magniez-Jannin, F. 1991. Renouvellement de Foraminifères et séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du bassin Vocontien (SE de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **162**, 887-895.
- Noël, D. & Busson, G. 1990. L'importance des Schizosphères, Stomiosphères, *Conusphaera* et *Nannoconus* dans la genèse des calcaires fins pélagiques du Jurassique et du Crétacé inférieur. *Bulletin de la Société Géologique de France* **43**, 63-93.

Owen, H.G. 2002. The base of the Albian stage; comments on recent proposals. *Cretaceous Research* **23**, 1-13.

Paquier, V. 1900. *Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales*. Thèse Université de Grenoble, 402 pp.

Porthault, B. 1974. Le Crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. *Thèse Université de Lyon*, 342 pp. (inédit)

Reboulet, S. 1996. L'évolution des ammonites du Valanginien–Hauterivien inférieur du bassin vocontien et de la plate-forme provençale (sud-est de la France): relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* **137**, 371 p.

Reboulet, S. & Jaap K. (reporters), Barragán, R., Company, M., González-Arreola, C., Lukeneder, A., Raisossadat, S. N., Sandoval, J., Szivez, O., Tavera, J. M., Vašíček, Z. & Vermeulen, J. 2009. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15th April 2008). *Cretaceous Research* **30**, 496-502.

Reboulet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Olivero, D., & Proux, O. 2003. Ammonoid and nannoplankton abundance in Valanginian (early Cretaceous) limestone-marl successions from the southeast France Basin: carbonate dilution or productivity? *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **201**, 113–139.

Remane, J. 1985. Calpionellids. In : Bolli, H. M., Sanders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (eds.), *Plankton Stratigraphy*, Earth Sciences series, pp. 555-572, Cambridge University Press.

Thieuloy, J.-P., Fuhr, M. & Bulot, L. G. 1990. Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l'Arc de Castellane (Sud-Est de la France). 1. Faunes d'ammonites du Valanginien supérieur et age de l'horizon dit de la "Grande Lumachelle". *Géologie Méditerranéenne* **17**, 55-99.

Van de Schootbrugge B., Föllmi, K. B., Bulot L. G. & Burns S. J. 2000. Paleooceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **181/1**, 15-31.

Vermeulen, J. 2003. Etude stratigraphique et paléontologique de la famille des Pulchelliidae (Ammonoidea, Ammonitina, Endemocerataceae). *Géologie Alpine, Mémoire Hors Série* **42** (2002), 333 pp.

Vermeulen, J. 2005. Boundaries, ammonite fauna and main subdivisions of the stratotype of the Barremian. *Géologie Alpine, Série Spéciale "Colloques et excursions"* **7**, 147-173.

Vermeulen, J., Clément, A. & Autran, G. 1999. Un nouveau repère biostratigraphique dans l'Hauterivien supérieur du sud-est de la France : l'horizon à *Subsajnella begudensis*.- *Rivière scientifique*, Nice, 1/1999, 71-78.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B. & Kuhn, O., 1998. Correlation of early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **137**, 189–203.

Westermann, S., Föllmi, K. B., Adatte, T., Matera, V., Schnyder, J., Fleitmann, D., Fiet, N., Ploch, I. & Duchamp-Alphonse, S. 2010. The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters* **290/1-2**, 118-131.

Wissler L., Weissert, H., Masse J.-P. & Bulot, L. G. 2002. Chemostratigraphic correlation of Barremian and lower Aptian ammonite zones and magnetic reversals. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **91** (2001), 272-279.